地質学雑誌 第62巻 第733号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年10月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第733号

1956年10月

原著論文 頁

飛騨変成帯の研究（其の3）——岐阜県吉城郡坂上村岸奥に見られる石灰岩の交代変成作用——
.....小林英夫（529）

日高帯南端部の変成岩類について 第3部 構造運動について
..... 舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井昭（541）

古地理よりみた佐渡の地史 ——いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究——
.....津田禾粒（550）

飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動
——第1報（荒島岳南方山地の地質学的研究）——.....河合正虎（559）

別子点紋片岩帯の地質構造——序説.....秀 敬・吉野言生・小島丈児（574）

いわゆる“化石床”にまつわる2，3の問題.....生越 忠（585）

総報

華中・華南の三畳系層序と三畳紀後期の造山運動.....小林貞一（601）

短報

化石脊椎動物学にて従来使用していた“化石床”の意義について.....鹿間時夫（605）

ニュース .....（607）

日本地質学会

（東京大学理学部地質学教室内）

本会から推薦する第4期日本学術会議会員候補について

本年 12 月 10 日に行われる第4期日本学術会議会員選挙にあたり本会から候補を推薦することになり，全評議員からの投票により，かつ本人の承諾を得て下記3氏を本会推薦候補とすることに決定いたしました.

全国区（第4部）

地質学　早坂一郎，立岩巌

鉱物学　渡邊万次郎

昭和 31 年度日本地質学会役員名

会長　立岩巌

評議員会議長　早坂一郎

評議員

浅野清	浅野五郎	井尻正二	池辺展生
石川俊夫	市川浩一郎	遠藤隆次	大森昌衛
加納博	木下亀城	久野久	小田博
小林国夫	小林貞一	小林英夫	牛来正夫
鹿間時夫	柴田秀賢	須藤俊男	鈴木好一
鈴木醇	田代修一	高井冬二	竹原平一
立岩巌	坪井誠太郎	新野弘	半沢正四郎
藤岡一男	藤本治義	槇山次郎	松下進
松本達郎	湊正雄	森本良平	八木健三
山下昇	渡辺武男	渡辺万次郎	

執行委員

遠藤隆次(委員長)・浅野　五郎・須藤　俊男・鈴木　好一・高井　冬二・新野　弘・渡辺　武男

常置委員

庶務　(渡辺　武男)・桑野　幸夫・成瀬　洋・山崎　正男・渡辺　岩井

会計　(浅野　五郎)・大町　四郎・関　武夫・虎岩　達夫・西沢章三郎

会員　(鈴木　好一)・井上　正昭・河田　茂磨・喜多川庸二・堤　正俊

編集　(高井　冬二)・岩生　周一・牛来　正夫・奈須　紀幸・森川　六郎

行事　(須藤　俊男・新野　弘) 渡部　景隆・菅野　三郎・黒田　吉益・佐々木　昭

第62巻 第733号　　地 質 学 雑 誌　　1956年10月

原 著 論 文

飛 騨 変 成 帯 の 研 究 (其の 3)

——岐阜県吉城郡坂上村岸奥に見られる石灰岩の交代変成作用*——

小　林　英　夫**

(1956 年 2 月 24 日受理)

Metasomatism of Limestone by Granite, in the Hida Metamorphic Zone

Hideo Kobayashi

(Abstract)

In the Hida Metamorphic Zone, northwestern Central Japan, there are developed many kinds of calcareous metamorphic rocks, as skarn, skarn gneiss, calcareous gneiss accompanied by amphibole gneiss. The field observations provide basis for the belief that the former three rocks have intimate relationship, genetically, with limestone, which also is found everywhere in this gneiss region. It is, however, difficult to define the original rocks of amphibole gneisses. Eield observations and microscope examination are not sufficient for getting a definition of the original rocks of amphibole gneisses.

Amphibole gneiss occurs, in some instances, having an intimate relationship with limestone, on rather a small scale, whilst in other cases, in the form of large independent geologic formations, or a banded amphibole gneiss area. To decide the original rocks of these amphibole gneisses is an important problem.

In this paper, the auther, first of all, discusses the possibility of the formation of amphibolitic rock from limestone by metasomatism at the granite contact. The objects of investigation as reported in this paper are the rocks which are seen between crystalline limestone and Moriyasu granite at Kishioku, Sakagami village, Gifu Prefecture (Pl.).

The results of this study are as follows:

1) In the modal composition of these parts, a continuous variation from limestone to granite is found. That is, crystalline limestone——diopside-garnet-wollastonite skarn——pyroxene bearing rock——pyroxene-amphibole bearing rock——amphibole-biotite bearing rock (921-a, 921-b,921-c, 921-d in Fig. 3 and Pl.). This rock sequence shows a granitization process.

2) In the marginal part of the granite found at Kishioku, mafic-rich rocks occur (921-f and 921-f' in Fig. 3 and Pl.). Between 921-d and 921-f there exists a discontinuity in their modal composition. The peculiar character at this part can not be explained as the same

* 1955 年 11 月 21 日，日本地質学会北海道支部例会において講演

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

and contemporary results of the process mentioned in 1), but the products of a secondary basic culmination by granite magma (921-g).

3) In the chemical character also, the tendencies found in modal composition are seen. These relations are shown in Fig. 5 and Table 1.

4) To compare this process of metasomatism with some phenomena observed in other countries, in the Adirondacks in North America studied by A. F. Buddington, in Baneheia in southern Norway by T. F. W. Barth, in the Haliburton-Bancroft area in Canada by F. D. Adams and A. E. Barlow, the author used the Niggli's fm−c−al+alk triangular diagram, and arrived at the same results as theirs.

ま え が き

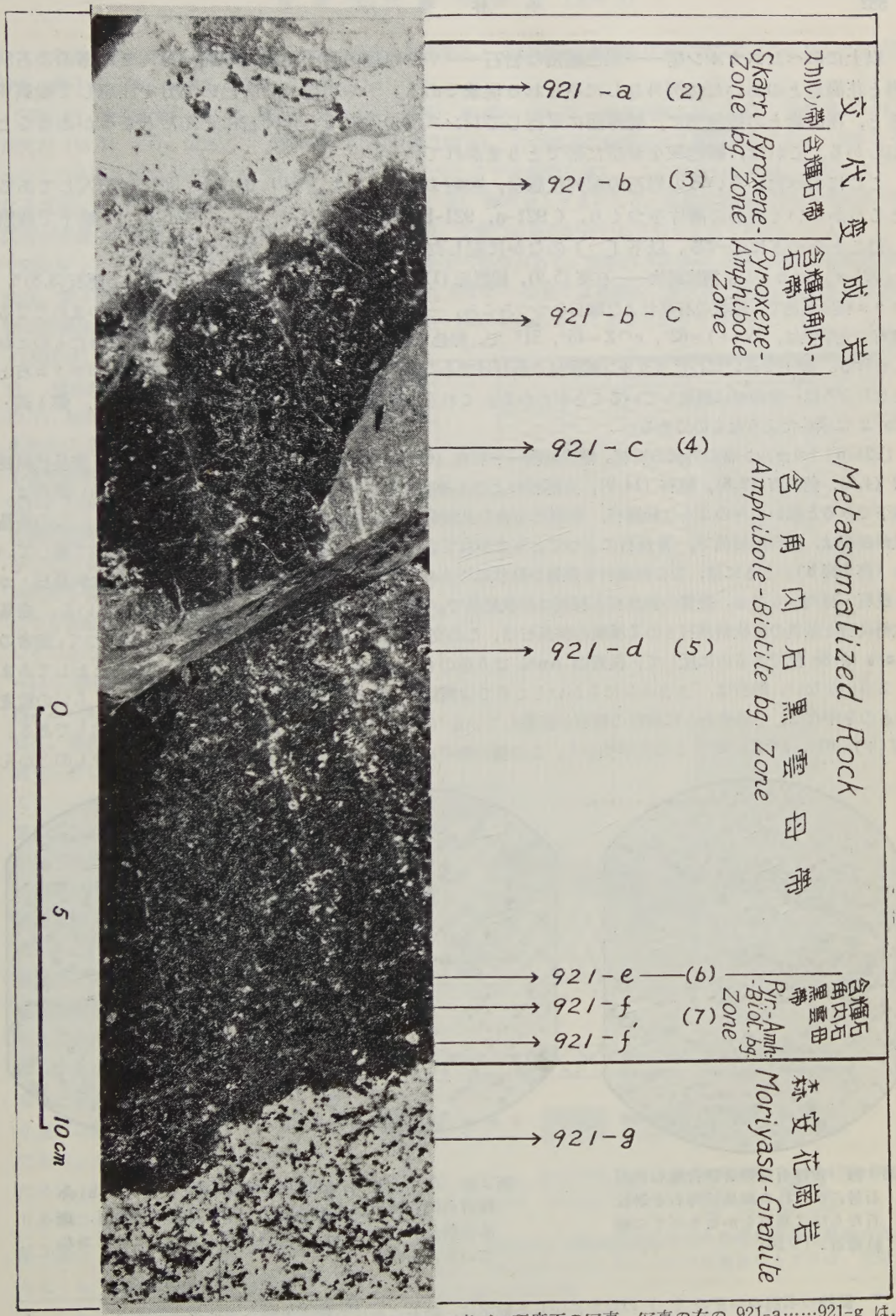
飛騨変成帯には，晶質石灰岩がおおいことは，昔から注目されていたことであつた。この特徴は，20 万分の 1 地質図（高山）にも，はつきりとえがきだされている[9]。そして，石灰岩の多いということが，飛騨変成岩類の源岩の時代をきめるさいに，重要な鍵としてつかわれたことさえあつた[8]。飛騨変成帯における石灰岩の問題は，地質学的ならびに地史学的に重要であるにとどまらず，岩石学的にもみのがすことのできない重要さをもつている。

飛騨変成帯には，晶質石灰岩とともに，角閃岩や角閃石片麻岩(なかには輝石をふくむものもある)もたくえつしている。これらの源岩としては，つぎの 3 つのものがかんがえられる。1) 塩基性火山岩，2) 塩基性凝灰岩，3) 石灰岩ないし不純石灰岩。筆者は，角閃岩や角閃石片麻岩の源岩を知るためにいろいろのがわから検討してきたのであるが，この地域の変成岩類は，いずれもつよい変成作用をうけているために，鏡下の観察だけによつて源岩をきめることは，ひじようにむずかしいことを知つた。そこで，筆者は飛騨変成岩類のなかから代表的なものをえらびだして，その変成過程を化学性のほうから検討してみることにした。

拙論は，その手始めにとりあげたもので，石灰岩が花崗岩の影響をうけて，角閃岩にかわつていく過程を明らかにしようとしたものである。ここでとりあつかう現象は，本変成帯においては，新期に（おそらく片麻岩の形成よりはるかにおくれて）迸入した花崗岩と晶質石灰岩とのあいだにみられるものであつて，広く分布する飛騨変成岩自体（古期のもの）の形成とは関係のないものではあるが，筆者は，この研究から出発して，角閃石片麻岩の形成過程の解明へとすすむつもりである。

1) 岩 石 の 記 載

国鉄高山線沿線の坂上部落の近くには，いろいろの岩石が分布している。この地域を北東に流れる宮川の左岸には，ひじように厚い晶質石灰岩があり，これと森安花崗岩との接触部には，巾のひろいスカルン帯がくつついている。宮川の右岸は，角閃石片麻岩と黒雲母片麻岩からなり，このなかに迸入している玢岩と花崗岩とのあいだには星雲状片麻岩がつくりだされている[7]。この特殊な片麻岩をつくりだした花崗岩も，森安花崗岩と密接な関係をもつものである。星雲状片麻岩の露出地点の南西にあたる岸奥の谷で，筆者は森安花崗岩が石灰岩にたいして交代変成作用の産物をつくりだしているのを観察した。この露頭では，石灰岩と花崗岩が接しつつ，そのあいだに 10 cm から 40 cm の巾をもつ暗灰色ないし黒色の帯をともなつている。晶質石灰岩の縁辺には，ザクロ石・珪灰石・輝石からなる紅色・緑色の縞状のスカルン帯がみられ，スカルン帯に接した黒色部は，白い斑点をもつ緻密な岩石である。このさらに花崗岩に近いところには，白い斑点とともに黒い斑点をもつやや粗粒の岩石がつづき，これが花崗岩に接している。



図版の説明　　拙論で交代変成作用について検討した岩石の研磨面の写真，写真の右の 921-a……921-g は，第1図の 921-a……921-g に対応し（ ）のなかの数字は，第1表ならびに第2図の番号に対応する．

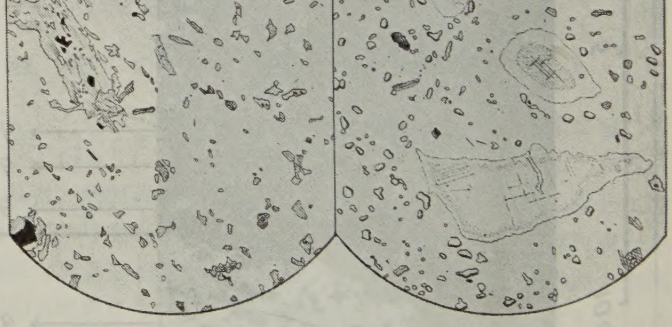
以上にのべたスカルン帯——黒色緻密な岩石——やや粗粒の暗灰色岩石の配列は，この露頭の石灰岩と花崗岩とのあいだに例外なしにみられる現象である。やや粗粒の暗灰色の部分を注意して観察すると，花崗岩との接触部に，境界面に平行してレンズ状の黒雲母と角閃石にとんだところがあることがわかる。これは，緑色味をおびた帯でとりまかれている。

ここにのべたいろいろの岩石の配列状態は，図版Ⅰにしめしたとおりである。図版に記入してあるところからいくつかの薄片をつくり，(921-a, 921-b, 921-c, 921-c, ……, 921-g.) 鏡下で観察したことをつぎにのべる。以下〔 〕のなかに記した記号は，図版Ⅰの記号に対応する。

〔921-a〕 スカルン。構成鉱物——石英 (5.9)，絹雲母 (11.8)，輝石(21.7)，ザクロ石(56.5)，方鉱石(3.8)*，ザクロ石は無色で，粒状の石英および輝石をつつみこみ，一定の帯(ゾーン)に濃集している．ザクロ石につつまれてでる輝石の光学性は，2V(+)=62°，c^Z=45°，51° で，無色である。絹雲母は，長石から変化してできたものとおもわれる。鏡下でみいだしたスカルン鉱物はこれだけであるが，肉眼で観察すると，多量の珪灰石がザクロ石とおなじように一定の帯(ゾーン)に濃集していることがわかる。これらの鉱物のすべてを含む部分の化学成分は，第1表・No. 2 に示したようなものである。

〔921-b〕 スカルン帯の外側の岩石。構成鉱物——石英 (6.4)，微斜長石 (7.3)，斜長石 (62.2)，斑晶状斜長石 (4.0)，角閃石 (2.8)，輝石 (14.9)，方鉱石および不透明鉱物 (0.8)，肉眼観察でも識別できる白い斑点は，鏡下でみると細いごみのような緑簾石，絹雲母を含む比較的大きな斜長石の結晶であることがわかる。この斑晶状斜長石は，半自形結晶で，曹長石によつてとりまかれている。これと基質とはこまかい凹凸をもつて接している (第2図b)。ときには，この斜長石を基質が脈状につらぬいていることもある。基質は細粒新鮮な斜長石・カリ長石・石英からなる．基質の斜長石と石英は粒状結晶で，そのあいだを他形のカリ長石がうずめている。斑晶状斜長石と基質の粒状斜長石との2種類の斜長石は，この交代変成岩の大部分で共存しているのであつて，前者の An% は 35 位であるのに反して，後者の An% は5位のものである。この An% の量も，全体をとおしてあまりちがいがない．輝石は，スカルンにちかいところでは濃緑色を呈し，斑晶状斜長石とほぼおなじくらいの粒度のものを中心に，そのまわりに細粒の輝石が密集している (第1図)。この輝石の光学性はつぎのとおりである。2V(+)=61°，c^Z=49°。この光学性から，この種の輝石は，ヘデンベルグ輝石の成分をかなり含むものとかん

第1図 含輝石帯および含輝石角閃石帯にみられる斑晶状輝石と斜長石ならびに基質をかたちづくる細粒輝石．(×20)



(a) (b)

第2図 (a)含角閃石黒雲母帯の角閃石と黒雲母 (b)含輝石角閃石帯の斑晶状斜長石，輝石および角閃石．斑晶状斜長石 ($An_{35\sim38}$) は曹長石によつてとりまかれている．(×20)

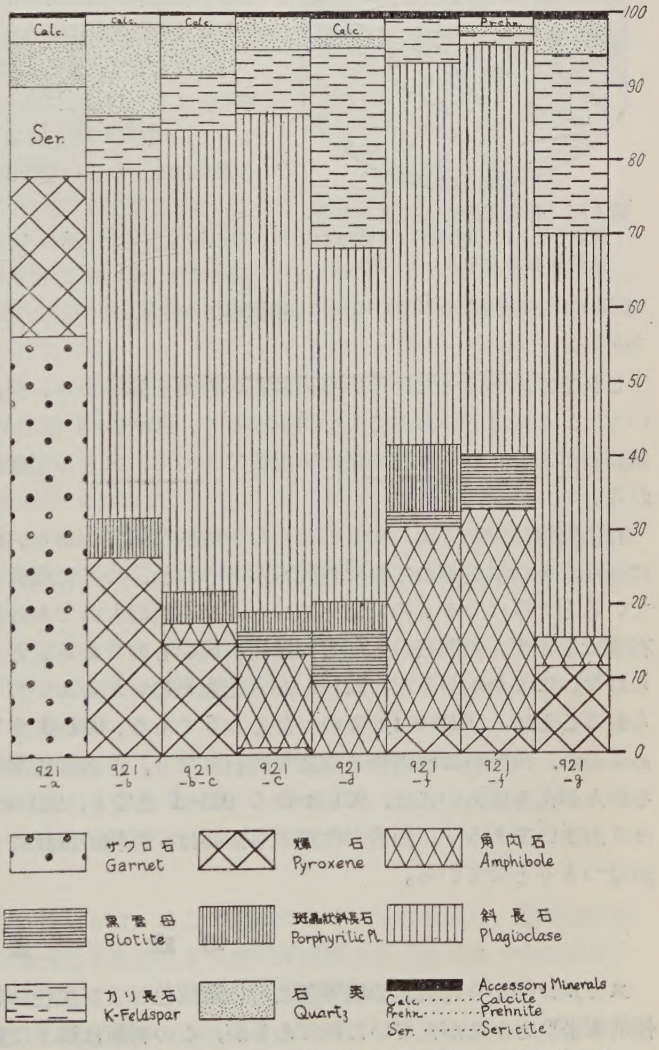
* 鉱物の名前のつぎの ( ) のなかに記した数字は，岩石における構成鉱物の容量化である．

がえられる。角閃石は，淡緑色のもので，基質に散在する．この部分の鉱物組成から計算によつてだした化学成分を，第1表・No. 3 にしめしておいた。

〔921-c〕 構成鉱物――石英 (3.9)，カリ長石 (8.9)，斜長石 (66.7)，斑晶状斜長石 (3.2)，黒雲母 (2.6)，角閃石 (13.7)，輝石 (0.5)，不透明鉱物 (0.5) (第2図a)。この部分の斜長石に2種類あることは，921-b とおなじであり，両者の成分，出方も似かよつているのでここでは説明を省く．この部分の岩石が，921-b とことなる点は，1) 輝石の色がひじようにうすい緑色で，2) 輝石をとりまいたり，基質に散在しながら淡緑色の角閃石が多量にあらわれること。3) 赤褐色の黒雲母が，少量ではあるがみいだされることである。

921-b と -c とのあいだには，中間の鉱物容量比をもつ部分がある。図版の 921-b-c と記した部分の鉱物の量比は，第3図にしめしたとおりであるが，921-b から 921-c への変化は連続的・漸次的である。921-c の構成鉱物の容量比をもとにして計算した化学成分は，第1表・No. 4 にしめしてあるとおりである。

〔921-d〕 921-c のさらに外側にある部分。構成鉱物――石英 (1.6)，カリ長石 (2.7)，斜長石(47.5)，斑晶状斜長石(3.5)，黒雲母(7.2)，角閃石(9.5)，方解石(2.4)，不透明鉱物 (1.0)。角閃石のおおくは，921-c とおなじく淡緑色のものであるが，比較的粒度の大きなものや，粒状結晶が集合しているばあいには，その中心部に無色角閃石を含むことがある。921-c と 921-d にでる淡緑色角閃石の光学性は，つぎのとおりである。 $2V(-)=58\sim63°$，$c\wedge Z=13°$，多色性：X＝淡黄緑色，Y＝淡黄緑色，Z＝淡青緑色。この種の角閃石は陽起石に，無色角閃石は $2V(-)=72\sim76°$ の値をしめし，透角閃石に近いものとみなしてよいであろう。黒雲母は，921-c では基質にでるとともに，斑晶状斜長石に接して，かなり粒度の大きな長柱状のものが，ときに放射状に密集しているが，921-d では，基質部の黒雲母の量がふえる。921-c，921-d のいずれにおいても，黒雲母の色は赤褐色である。カリ長石は，基質の粒状石英・斜長石のあいだをうずめ，他形となつてあらわれることがおおいが，921-c，921-d あたりでは，ときに不均質に濃集することがある。このようなでかたをするカリ長石の粒度はかなり大きく，半自形結晶である。カリ長石が不均質に分布しているために，ばしよによつては，モードにかなり多量のカリ長石がでてくることになる。第3図の 921-d のカリ長石の量が，まわりにくらべて異常に多いのはそのためである。しかし平均値はだいたい7～10%にお



第3図　石灰岩から森安花崗岩までの各部分の構成鉱物の容量比．容量比をきめるのにつかつた薄片のところは，図版1に示しておいた．

ちつくものとかんがえられる．この部分の化学成分は，第1表・No. 5 に示した．

〔921-e·f〕 花崗岩の縁辺部にみられる有色鉱物に富んだ部分。構成鉱物――（この部分は，巾がせまいにもかかわらず不均質であるので，量比はしめさない)。多いものからあげると，斜長石・角閃石・黒雲母・輝石・カリ長石・石英・不透明鉱物。この部分の2ヶ所における鉱物の容量比は，第3図にしめした。

第4図 森安花崗岩と接する部分．輝石(左上)，角閃石，黒雲母および斜長石からなる．(×20)

921-e·f と 921-d とのあいだでは，構成鉱物の性質にかなりはっきりしたちがいがある。すなわち，この部分の基質の粒度は 921-d にくらべて大きく，角閃石の多色性は，X＝黄色，Y＝黄褐色，Z＝緑褐色，2V(−)＝60°であり，黒雲母の色は，921-d のものにくらべて赤味が少なく，淡黄褐色である。花崗岩との境界部では斑晶状斜長石がなくなり，An% が 20 前後の斜長石だけになる。この部分が平行性にとんでいるのは，角閃岩・黒雲母の平行配列によるのであるが，このような構造は 921-d までの岩石にはみられなかつた現象である（第4図)。

とくに注目すべきことは，921-d までは次第にへる傾向をしめした輝石が，ふたたびここにあらわれることで，輝石は角閃石と入りくんでいる。この輝石の 2V(+)は 56°，c^Z＝42° である。肉眼で，黒雲母の濃集部をとりまいて緑色味をおびている部分は，この種の輝石が集つているところなのである。花崗岩との境界部（921-f′）に有色鉱物がとくに多いことは，第3図から明らかであろう。第1表には，921-d に近い部分（921-e）の化学分析値（No. 6）と，これと花崗岩の境界部（921-f′）との中間（921-f）における構成鉱物の容量比をつかい，計算から出した化学成分（No. 7）をしめしておいた。

これまでのべてきたいろいろの岩石の性質を綜括する。斜長石の性質には，花崗岩の境界部をのぞいては，それほどいちじるしい差異がなく，An%＝5 位の基質斜長石と An%＝35～38 位の斑晶状斜長石がある。カリ長石の量は不均質であつて，ほとんど微斜長石であるが，ときに正長石もふくまれる。

有色鉱物については，つぎのような一般的な傾向がある。921-a から 921-d までは，輝石が次第にへり，それにかわつてまず角閃石があらわれ，つぎに黒雲母がふえていく。輝石は，石灰岩に接しているところにでるものは，ヘデンベルグ石質のものであるが，それからはなれるにしたがつて透輝石成分をます。角閃石の大部分は陽起石質のものである。ところが，外見にはそれほどのちがいはみられないにもかかわらず，921-e から花崗岩にいたるあいだでは，有色鉱物にいちじるしい差異がみられることは，〔921-e·f〕でのべたとおりである。921-d までは減少しつづけていた輝石がふたたびあらわれ，角閃石は緑褐色の普通角閃石になり，淡黄褐色黒雲母がでる。それゆえ，この岩石の成因をかんがえるばあいには，921-a から 921-d までと，921-e から 921-f′ までとは一応切りはなしたほうがよいであろう。両者の性質のちがいは，鉱物の量比にも反映している。第3図にはそのちがいがはつきりとでている。

2) 成　　因

スカルン帯から花崗岩の境界部までの暗灰色および黒色の帯を，筆者は野外においても一種の塩基性前衛帯* とかんがえていたのであるが，この判断は鏡下で観察したいろいろの事実によつてもうらづけられる。だがこの前衛帯を，石灰岩に近い部分から花崗岩に近いほうへ観察していくと，記載の

* Reynolds の *basic front*[11].

項でのべたようなちがいがあることがわかる。

無色鉱物の減少，そのなかにおける輝石から角閃石へ，角閃石から黒雲母への変化の傾向と，斜長石の曹長石化作用，カリ長石の形成を，花崗岩化作用のあらわれであるとみなすならば，921–a から 921–d までの鉱物組成にあらわれる一連の変化は，花崗岩化の傾向を示すものとかんがえてよい。このことは第3図にしめされている。この連続的な花崗岩化作用は，921–c–f–f′ によつてたち切られていることはすでにのべた。この部分にみられる有色鉱物の増大と斜長石の An% の増加とは，花崗岩化に逆行する現象であつて，これも一種の塩基性前衛帯とかんがえなければならない。そして花崗岩との境界部で，有色鉱物が異常にふえることは，この部分の形成が森安花崗岩が現在の位置に迸入してきたときの作用にかかるものであることをうらづけている。

鉱物組成のうえから結論づけることができることを要約すると，

1) この交代変成岩は，晶質石灰岩に Na, K, Al, Si, Fe, Mg が加えられ，Ca がとりさられたけつかつくりだされた岩石である。2) 加えられた Fe, Mg の量は 921–c のあたりと花崗岩の境界部で最大値をしめす。3) 921–d までは，基質斜長石＋カリ長石の量が規則正しく増加する。このことは，アルカリの増加をうらがきしている。

〔斑晶状斜長石について〕 すでに記載の項でのべたように，この交代変成岩には白い斑点をつくる斜長石がある。この鉱物は，あらゆる点で基質の斜長石とは成因がちがうものであるとかんがえないわけにはいかない。1) 一般に基質の斜長石の粒度は，0.2 mm×0.2 mm ないし 0.1 mm×0.1 mm ていどのものであるのに反して，斑晶状斜長石は，1.7 mm×0.8 mm ないし 1.2 mm×0.5 mm ぐらいの粒度をもつている。2) 基質斜長石は変化をうけていないのに反して，斑晶状斜長石はゴミのような包含物をもち，累帯構造を呈することがある。3) 基質斜長石がアルバイト双晶とペリクリン双晶をするのに反して，斑晶状斜長石は，アルバイト—カールスバッド双晶をしている。

斑晶状斜長石の成因をかんがえるばあいに注目しなければならないのは，921–b に，斑晶状斜長石とほぼおなじ大きさをもつてあらわれる緑色輝石である。筆者は，坂上附近の晶質石灰岩のなかに，脈状に迸入する斜長石・輝石（角閃石）岩をいくつも観察しているのであるが，この種の岩石の斜長石は一般に An%＝35～45 のものである。筆者は，この種の岩石の成因を斑晶状斜長石および斑晶状緑色輝石を関連させてかんがえることにする。

すなわち，921–a……921–f のあいだの基質によつて代表される交代変成岩がつくりだされるまえに，この斜長石・輝石岩がつくりだされ，そののちに森安花崗岩の迸入にともなう変成作用により，破砕作用をともないつつ物質の注入添加，削除がおこつた。このとき，基質のいろいろの鉱物が結晶するとともに，斜長石・輝石岩も新しい条件に適したものに改変された。斜長石が基質につらぬかれていたり，曹長石化作用をうけているのはそのあらわれであるが，輝石のほうがすみやかに新しい条件に適したものにかわつていつたために，全体を通じては，斑晶状のものとしては斜長石しかのこつていないという結果になつたのである。

斑晶状斜長石の意味を，このように解釈するならば，ここで問題にしている変成岩は，晶質石灰岩からの直接の変化産物ではなく，斜長石・輝石岩を源岩とする交代変成岩としてとりあつかわなければならないのであるが，斜長石・輝石岩自体が石灰岩からの交代変成岩であるので，ここではとくべつに考慮しない。またつぎにのべる化学成分の変化をかんがえるときには，レリクト的な性質をもつ斑晶状斜長石の成分を除外しなければならないのだが，すでにのべたとおりその含量はあまり多くないので，筆者はこの操作をほどこさなかつた。

晶質石灰岩に脈状に迸入している斜長石・輝石岩の代表的なものの鉱物組成を参考までにあげてお

第1表 化 学 成 分

	1	2	3	4	5	6	7	8
	石灰岩	921-a-	921-b-	921-c-	921-d-	921-e-	921-f-	森安花崗岩
SiO_2		45.72	66.0	64.5	65.22	70.70	57.0	70.60
TiO_2		0.26			0.67	0.75		0.87
Al_2O_3		6.09	14.7	17.2	17.37	10.70	13.4	13.55
Fe_2O_3		1.80		0.2	0.46	0.16	0.2	0.94
FeO		3.23	0.7	3.6	2.67	3.38	13.0	1.05
MnO		0.14			0.13	0.13		0.51
MgO		0.43	3.9	2.6	0.22	0.68	1.0	0.42
CaO	56.04	30.10	6.1	3.4	3.76	7.20	6.9	1.92
Na_2O		0.75	7.1	7.1	6.88	3.72	5.5	6.47
K_2O		0.87	1.2	1.6	1.47	1.22	1.1	2.83
P_2O_5		0.08			0.07	0.09		0.06
$H_2O(+)$		1.22			0.51	1.00		0.51
$H_2O(-)$		0.26			0.30	0.30		0.49
CO_2	43.96	8.96						
Total	100.00	99.91	99.7	100.3	99.73	100.03	98.1	100.22

陽イオンの数の比

Si		43.5	56.6	57.8	60.0	67.3	54.2	65.2
Ti		0.2			0.5	0.6		0.6
Al		6.8	15.1	18.8	18.9	12.1	15.2	14.8
Fe···	Fem	1.3		0.0	0.3	0.2	0.1	0.7
Fe··		2.5	0.5	2.5	2.1	2.7	10.3	0.8
Mn		0.1			0.1	0.1		0.4
Mg		0.6	5.0	3.4	0.3	1.0	1.4	0.6
		4.5	5.5	5.9	2.8	4.0	11.8	2.5
Ca	50.0	30.9	9.7	3.3	3.7	7.3	7.2	1.9
Na		1.4	11.8	12.4	12.3	6.9	10.2	11.6
K		1.1	1.3	1.8	1.7	1.6	1.4	3.4
P	50.0	0.1			0.1	0.1		
C		11.5						
Total		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

ニグリ値 (c, fm, al, alk, al+alk)

c	100	77.0	33.1	12.8	16.1	34.2	22.2	9.7
fm	0	11.5	18.7	23.2	12.7	18.2	36.4	12.8
al	0	8.5	25.8	36.5	40.8	27.8	23.2	38.5
alk	0	3.0	22.4	27.5	30.4	19.8	18.2	39.0
		11.5	48.2	64.0	71.2	47.6	41.4	77.5

1は，晶質石灰岩を純粋なものとみなしたときの理論値．

2, 5, 6 および8は化学分析値．(分析者 守田稔)

3, 4 および7の値は，モードからだした計算値．

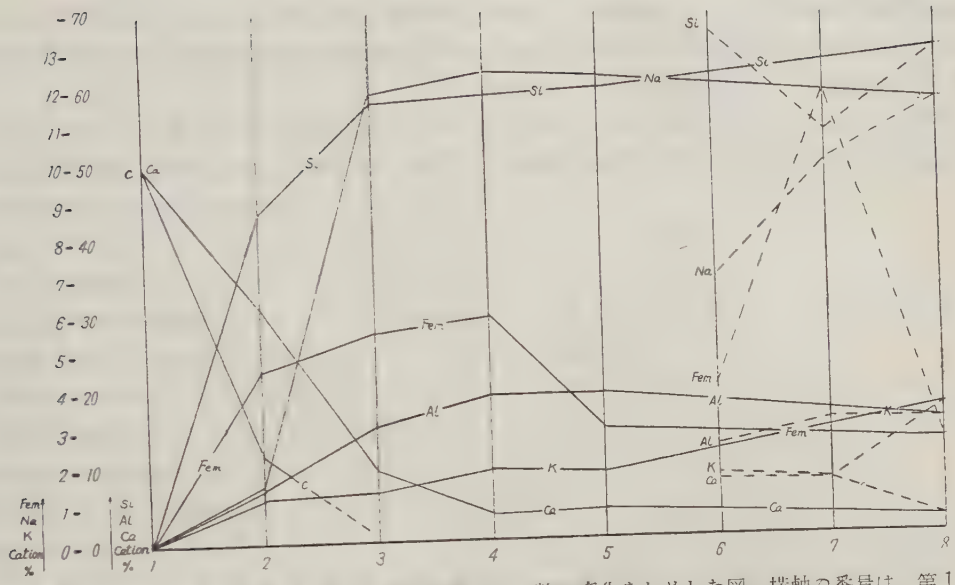
8の森安花崗岩の値は，この地域にみられるもののなかで，一番典型的だとおもわれるものの値であるから，第1図のモードとはくいちがう．5の値も，第1図の 921-d の値と矛盾するのは，このあたりではカリ長石の分布が不均質なためである．

く。

斜長石——77.1%，輝石——14.7%，石英——3.1%，角閃石——1.9%，スフェン——1.9%，カリ長石——0.7%，不透明鉱物——0.5%。

〔交代変成作用の化学的特性〕 第5図は，晶質石灰岩から花崗岩にいたるいろいろの岩石の化学成分を，野外でみられる順序に配列し(図版)，縦軸にはそれぞれの岩石がふくむ陽イオンの量をとつたものである。

石灰岩は純粋に方解石からなるものとして，理論値をつかつた。



第5図　石灰岩から黒雲母花崗岩までの各部分の陽イオン数の変化をしめした図．横軸の番号は，第1表の分析値の番号に対応する．

2，5および6は分析値である。

3，4および7は，モードから算出した値をつかつた。

8の黒雲母花崗岩の分析値は，ここの露頭で採集したものの値ではなく，もつとも代表的だとおもわれるところの値である。

モードから算出した値では，$Fe^{\cdots}$，$Fe^{\cdot\cdot}$，$Mg^{\cdot\cdot}$，Mn は不正確をまぬかれないので，これらのイオン数を合計した Fem の値で比較することにした。すでにのべたように，鏡下の観察から，921-d と 921-c とのあいだには，きわだつた性質のちがいがあるので，ここでは，6 (921-e) と 7 (921-f) をのぞいて，1—2—3—4—5—8 のそれぞれのイオン数の位置をむすび，化学成分の変化様式をまずかんがえた。この図からしられることをあげると，

1) Si は1から8へ連続して増加する。2) Al は，5まで増加するが，その外側では減少する。3) Fem は，4で頂点に達する曲線をえがく。4) Na は4で頂点に達する。5) K は5で少し減少するが，全体としては花崗岩にむかつて増加のみちをたどる。6) Ca は5で一時少しふえるが，全般をとおしては，減少の一途をたどるといえる。

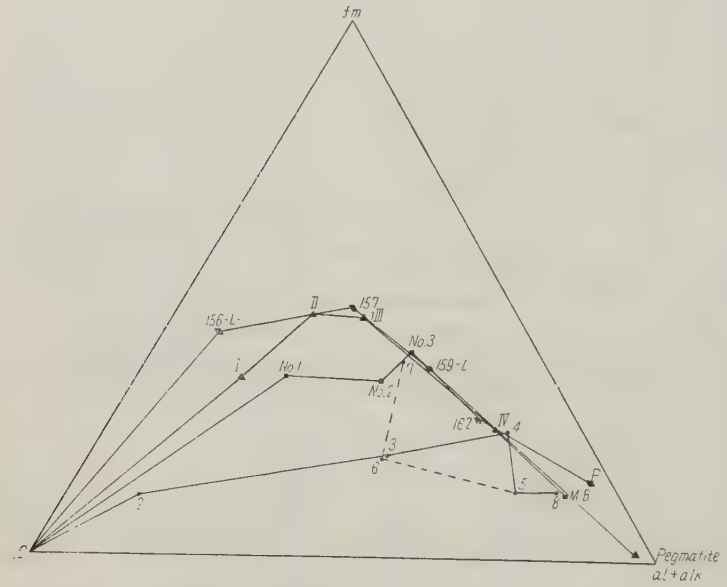
1—2—3—4—5—8 の変化は，晶質石灰岩が変成の初期にうけた変化の様子を示すものである。この変化図に，花崗岩の縁辺部の岩石の化学成分をいれてみると，うえの一般的な性質からはずれていることが，よみとられる。第5図では，6，7 のそれぞれのイオン数の位置と8のそれとは，点線でむすんでおいた。

ここでは，7にはつきりとあらわれるように，Fem のいちじるしい富化，Na，K の減少，Ca の増加がおこり，Al も減少する。つまりこの部分が 1—2—3—4—5—8 の変化とは別の作用によつてつくりだされた塩基性前衛帯であることは，化学性からもうらづけられるのである (p. 538 の脚註参照)。

元素一つ一つの変化の様式は以上のとおりであるが，つぎに，主要な元素の増減の傾向をニグリの fm−c−al+alk 三角図表をつかつて検討してみる (第6図)。この交代変成岩では，有色鉱物の変化

(Mg, Fe, ((Ca)) の変化が反映する) と曹長石の形成 (Al, Na の変化が反映する) と晶質石灰岩からの離脱の程度 (c の量変化にあらわれる) の相互の関係が重要であるが, ニグリの fm—c—al+alk 三角図表は, この関係をよくしめしてくれる。

晶質石灰岩の成分を代表する角 c から出発し, fm と al+alk がほぼ同等ふえながら点2に達する。この点が, スカルンの位置である。スカルンから少し方向をかえ, al+alk の増加量が fm の増加量をうわまわる状態で点3を通り, 点4に達する。点4は, 921-c の化学成分であり, 角閃石と黒雲母を含む岩石の成分が示す点である。つぎに変化曲線は, 4から5に進むわけであるが, ここでは fm の減少, c 成分のわずかな増加, al+alk 成分の増加がおこる。この変化の方向は, 花崗岩化作用が進んだことをしめしている。



第6図 石灰岩の交代変成作用における化学成分の変化を, ニグリ値—c, fm, al+alk の関係で示した図.

2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 は, 第1表の分析値の番号に対応する.

No. 1, No. 2, No. 3, および M. B. は, Haliburton-Bancroft の同種の岩石の位置. M. B. は Methuen-Batholith.

I, II, III, IV, pegmatite は, 南部ノルウエイの Baneheia の同種の岩石の位置.

156-L, 157, 159-L, 162, P は, Adirondack の岩石の位置.

一方, 6, 7 の投影点は, 第6図にしめしたように, 特別な位置にある。5→6→7 への変化が森安花崗岩が現在の位置に迸入してきたときにおこつた塩基性化の径路をしめしているわけで2—3—4—5の変化径路とはまつたくことなることに注目しなければならない*。

以上で晶質石灰岩と花崗岩とのあいだでみられる交代変成作用の過程の説明をおわり, いろいろの地域から報告されている同様の現象と岸奥の現象との比較をおこなうことにする。

3) 他の地域にみられる石灰岩の交代変成作用との比較

これまで花崗岩に接する石灰岩に形成されたスカルンに関する研究は, 数多く報告されているが, より広い見地から, 交代変成作用ないしは花崗岩作用の一環としてとりあつかつたものは, 筆者の知るかぎりでは, あまり多くない。ここでは, 3つの例をあげて比較検討してみることにする。1つはカナダのローレンシャン花崗岩と石灰岩のあいだにみられる現象である[1]。第2の例は, 南部ノルウエイのバネハイアにみられる現象である[3]。第3の例は, アディロンダックの現象である[4]。この3つの例と拙論で筆者がとりあつかつた岸奥のばあいとでは, 変成作用の規模においても, 形成の時代

* 花崗岩の接触部にみられる塩基性岩を, 筆者は一応 Raynolds のいう塩基性前衛帯とみなしたが, これは, いわゆる endo-contaminated rock であるかもしれない.

においてもおおきなちがいがあるのではあるが，一応このような条件はかんがえずに，花崗岩と石灰岩が接したばあいにおこる化学成分の変化の過程をくらべることは，それなりに意味のあることだとかんがえている。比較は，さきにつかつたニグリの fm−c−al+alk 三角図表をもちいた。

カナダの例にみられる変化過程は，c—No. 1 —No. 2 —No. 3 —M. B. によつてしめされる。この変化過程は，fm 成分の急速な富化（c—No. 1—No. 2—No. 3）につづいて，花崗岩化作用がおこつたこと（No. 3—M. B.）をしめしている。

バネハイアの例では，カナダのばあいにまさる fm 成分の富化現象がおこり（c—Ⅰ—Ⅱ—Ⅲ），つづいて花崗岩化の道をたどる（Ⅲ—Ⅳ—pegmatite）。

アディロンダックのばあいは，バネハイアの現象とひじように似た径路をとる。fm 成分の富化（c—156-L—157）につづく花崗岩化作用（157—159-L—162—P）。

この三者のあいだには，多少のちがいはあるとはいえ，共通した傾向があるのであつて，この変化径路は，石灰岩の花崗岩による交代変成作用の一般形式とみなしてよいであろう。とくに，No. 3—M. B., Ⅲ—pegmatite, 157—P がほぼおなじ直線の上にのることは注目にあたいする。

これに反して，岸奥の曲線は，fm の側へのかたよりが少ない。この原因は，さきにのべた変成作用の規模のちがいと形成の時代のちがいにもとめられなければならないのかもしれないが，筆者は，別の事実にあるとかんがえている。それは，すでにのべたように，交代変成の最初の段階に斜長石・輝石岩がつくられていたために，Na, K のようなアルカリ金属元素の移動が，カナダ，バネハイアおよびアディロンダックのばあいにくらべてはるかに容易におこなわれたということである。しかしこの結論は今後の研究によつてたしかめられなければならないであろう。

なお，斜長石・輝石岩の形成過程については，ここではふれないことにするが，テンベルグ[2)6)]やマンスジェーがのスカルン帯の記載にも同種のものがみいだされるし*，野沢保の研究で明らかにされた仁西閃長岩質岩石にともなう岩石としても報告されており**，石灰岩の交代変成作用をかんがえるばあいの重要な課題であると筆者がかんがえていることだけをつけくわえておく。

4) 要　　約

森安花崗岩は，周囲の角閃石片麻岩にたいしてはほとんどきりした変成作用はあたえないが，晶質石灰岩にたいしては，かなり大規模なスカルン帯をつくる。またところによつてはもつとすすんだ変成作用さえもあたえる。

拙論では，この種の変成作用により，特殊な交代変成岩をつくる過程を検討した。広範囲な変成作用のなかでの石灰岩の役割については，バックルンドが重要視したところであるが，筆者もこの問題は飛騨変成帯研究の主要な課題であるとかんがえている。

拙論においては，小規模な角閃岩は，石灰岩からつくりだされうることを明らかにしたつもりである。今後，変成帯に広く分布する角閃石片麻岩および石灰質片麻岩の成因の研究を進めるつもりである。

おわりに，化学分析をおこなつてくださつた明治鉱業守田稔氏に心からの感謝の意を表する。またこの研究に貴重な批判と助言をして下さつたひだ研究グループの研究者と鈴木醇教授，ならびに図版図表の作製を引きうけて下さつた熊野純男・杉山清蔵の両氏に御礼を申し上げる。なおこの研究には文部省科学研究費を使用したことをつけ加えておく。

---

* テンベルグでは Plagioklas-Quarzfels，マンスジェーでは Bytownitzone とよばれている．

** 透輝石・斜長石迸入片麻岩．

引 用 文 献

1) Adams, F. D. & Barlow, A. E. (1910): Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province Ontario. *Mem. Geol. Surv. Canada*, no. 6.

2) Backlund, H. (1936): Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. *C. R. Soc. Geol. Finland*. 115, S. 293～347.

3) Barth, T. F. W. (1928): Zur Genesis der Pegmatite im Urgebirge II. *Chemic. d. Erde*. Bd. 4, S. 95～136.

4) Buddington. A. F. (1939): Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. America Mem.* 7.

5) Eckermann, H. von. (1922): The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain. *Geol. f. Stockn. Forhand.* vol. 44, S. 203～410.

6) Eckermann, H. von. (1928): The rocks and contact minerals of Tennberg. *Geol. f. Stockholm Forh.*, vol. 45, pp. 465～537.

7) 小林 英夫 (1953): 岐阜県吉城郡坂上地域にみられる塩基性岩類と星雲状片麻岩 (飛騨変成帯の研究 その 2), 北海道地質要報, 第 22 号, 49～57 頁.

8) Kobayashi, T. (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. of Tokyo Sect.* II, vol. V, part 7.

9) 野田勢次郎・佐藤伝蔵 (1920): 20 万分の 1 地質図巾高山並同説明書.

10) 野沢 保 (1952): ひだ神岡鉱山附近の伊西閃長岩質岩石の成因について, 地質学雑誌, 第 58 巻, pp. 469～475.

11) Reynolds, D. L. (1946): The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, vol. 102, pp. 389～446.

日高帯南端部の変成岩類について

第3部　構造運動について

舟橋　三男*・橋本　誠二*・浅井　宏**・猪木　幸男****・
外崎　与之***・木崎甲子郎*・広田　正一*****・春日井　昭**

(1955 年 10 月 24 日受理)

Gneisses and Migmatites in the Southern Extreme Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaido

Part III　On the Tectonics of the Metamorphic Region

Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki, Koshiro Kizaki, Shoichi Hirota and Akira Kasugai

(Abstract)

In this paper, the geotectonic considerations on the metamorphic region are presented. Almost all foliation of the metamorphic rocks have eastward dips and are revealed more strongly toward the western side of the metamorphic zone; the intrusive bodies show the same circumstances. Accordingly, as a whole, it is supposed that the westward upthrusting movement was the chief dynamic element of the Hidaka metamorphism.

In the cordierite migmatite masses which are considered as representing the later dynamic phase, foliation is scarcely observable. By the petrofabric analysis which was carried out over a narrow area, a small scale dome structure was found. It is supposed that the broad migmatite zone of the region may be an aggregation of such small dome-shaped migmatite masses.

As one of the remarkable tectonic features, there are conspicous sheared zones in and around the metamorphic area. Some of them run along the boundary line of the different rock zones and all the igneous intrusives intrude also in such tectonic positions.

Detailed observations of such sheared zones reveal that they were brought about not only by mechanical shearing but also by large scale silicification and chloritization. There are two elements working initimately in combination to cause such a rock transformation; one is the tectonic forces for shearing and the other is the mineralizations for bringing about silicification or chloritization by permeable injective media. These two elements also operate in the rock transformation producing the gneisses and migmatites. In the strongly foliated part there are well developed plagioclase porphyloblasts, and even in the massive migmatite,

*　北海道大学理学部地質学鉱物学教室
**　北海道学芸大学札幌分校
***　〃　函館分校
****　通産省地質調査所北海道支所
*****　東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

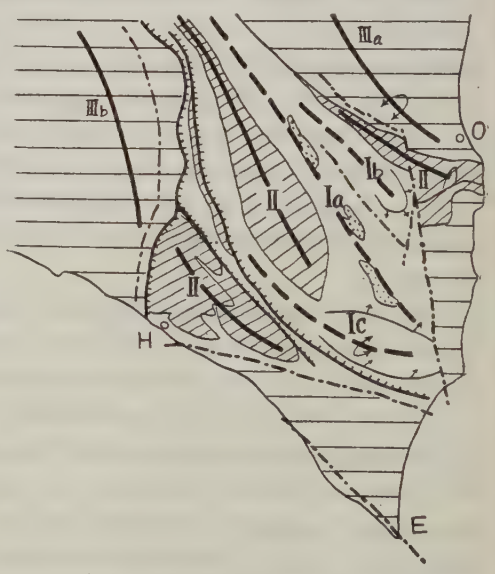
the operation of Riecke's principle is clearly observable. Accordingly, the regional migmatization of this region may be stated to have produced a broad zone of hornfelses, gneisses and migmatites in its early course, but in the later half it reveals in a narrow mineralized zone such as conspicuous sheared zones, thrusts and faults. Although these early and later transformational phenomena have strong contrast, the common effective moments work as the main factors in every stage of the process. Through the migmatization of argillaceous sediments to the alteration along the sheared zone, every rock transformation is to be coordinated in a serial relation set in the long history of the development of this metamorphic region.

Ⅰ. はしがき
Ⅱ. 不変成帯の構造
Ⅲ. 変成帯の構造
Ⅳ. 破砕帯について
Ⅴ. 西側の衝上断層・構造運動の時期
Ⅵ. 構造運動と岩石の変成

Ⅰ. はしがき

第1部と第2部で，われわれはこの地域の変成岩類がいくつかの岩帯としてまとめられること，そして，それぞれが構造単位となつて配置されていることをのべた。この論文には，それらの構造的特性についてのべ，また岩帯の配置関係や火成岩体の迸入位置についての考察をのべたい。(第1図)

こうした構造的問題にあつては，たんに，断層や褶曲関係にとどまらず，岩石にみられる方向性——片理，線構造，鉱物配列——も構造運動のあらわれとし，また，ひとつの岩帯の形態や配置も，さらに，そこにしめされる岩種についてさえも，その考察の対象にふくまれなければならない。ひとつの変成岩ができあがるにあたり，そこには鉱化 (mineralization) の要素と構造運動の及ぼす力とが主要なものとして注意される。そして，この2つは切りはなせない関係をもちあうことがしられる。一方，構造運動のひとつのあらわれである断層をみても，かならず，そこに珪化・緑泥石化・粘土化など鉱化の要素とみられる媒質の活動のあとをみのがすことが出来ない。



第1図　日高変成帯南端部構造概念図
I: ミグマタイト帯(Ia: 主帯, Ib: 音調津ドーム, Ic: 豊似岳ドーム), II: 火成岩迸入帯, III: 不変成帯, O: 音調津(オシラベツ), E: 標識岬, H: 幌満(ホロマン)

Ⅱ. 不変成帯の構造 (第1図Ⅲa, b)

ホルンフェルスや不変成岩類 (日高層群) は変成帯の主帯の両側に分布する。これらについては，まだ全域にわたつてくわしく調査は行われていないが，部分的な観察からしられたところでは，この変成帯の東側と西側とではいちぢるしいちがいが認められる。東側では，音調津附近の不変成岩地域からホルンフェルス地域にわたり，地層はすべて西傾斜となつている。石灰質団球をふくむ砂岩層とそれと前後にともなわれる縞状砂岩を手がかりとして，東方に倒れる等斜褶曲のくり返しのあることがあきらかにされている。このような褶曲構造は不変成岩層からホルンフェルス地域の内部にまでつづくのを追うことができる。このことは，褶曲構造ができた後に，ホルン

フェルスが形成されたことを意味する。熱変成の度合がひくいため，ホルンフェルス地域でも堆積の縞目はよく保存されていることが多い。そのために，このホルンフェルス地域でも，今後，不変成岩地域とおなじようにその構造を求めることが可能である。

これらの岩類はホルンフェルス化の後にできた，いちじるしい破砕帯をともなう断層に切られ，多くの地塊に分たれている。

変成帯の西側では，大きな衝上断層によつて，変成帯の主帯が直接に日高層群にのし上つている。これは，30° 内外の低角度で西へむかいて衝上するもので，その前面では，日高層群は巾 3000～4000 m にわたる範囲では，いたるところで，岩盤は破砕され，大小のレンズ状に切れた覆瓦構造をしめしている。この破砕帯の大部分は，東落しの傾斜をしめしている。地質図（第1部第2図）の西隅新宮（シンドミ）附近に，不変成岩層の間に挟まる片状ホルンフェルスはこの覆瓦のひとつである。このような乱れた構造には，新第三紀層のまきこまれているものも一部にあつて，時期的な構造解析は困難であるが，多くは，東側の破砕帯などとおなじく，この変成帯の運動の後期に生じたもののようである。その運動以前につくられていたと考えられる構造はまだほとんどあきらかにされていない。地層の傾斜がほとんど東落ちであることは，ここにも過褶曲構造のあることを思わせる。

変成帯の主帯をはさんで，東西に，上にのべたような対照的な構造があらわれている。とくに後期のものとみられる構造型にいちじるしいちがいがしめされている。

III. 変 成 帯 の 構 造

変成帯の中心はミグマタイト類で構成され，それをふちどつて片麻岩類が分布し，これらが変成帯の主帯をつくつている。片麻岩帯の外側には片状ホルンフェルスがあり，そのさらに外側には，低変成度のホルンフェルスにうつつている。このような帯状配列は，おもに東側に規則正しく発達する。また，豊似岳南部に，片状ホルンフェルス中にレンズ状に小さな堇青石ミグマタイトがあらわれているが，それとの境界部には，せまいながら片麻岩があらわれている。

このような関係は，概観すれば，ミグマタイトを下部層とし，ホルンフェルスを上部層とする層序関係に類似するもので，フランスで云われているような『ミグマタイト層序』(Stratigraphy of migmatite) と云えるものである。

変成帯を限る西側や南側の断層は，その変位量が大きいために，こうした配列関係は，その落差の中にかくされ，片麻岩類が不変成岩類に直接するものと考えられる。概括的に云つて，この地域の変成作用は，その後期の活動による岩相ほど，変成帯の内部にあらわれていて，それぞれの岩相の間には，すでに第1部にのべたように，不整合的な要素が多くみうけられる。それらについては，この地域の変成作用つまり，ミグマタイト化の運動は長期にわたり活動し，その過程のそれぞれの時期に特有な構造運動の影響をうけ，現在みる多くの岩相をうみだしたものとみられる。つぎにそれぞれの岩帯について，その構造的性格をのべたい。

i) 片状ホルンフェルス・片麻岩帯の構造

ホルンフェルスやミグマタイト類にくらべ，これらの岩帯にはいちじるしい片理があらわれている点が大きな特徴である。この片理は，この変成帯の西側でも東側でも，東落しの傾斜をしめし，西側では 30°～40° ぐらいの低角度である。片理は岩石の変成時に作用した構造力による差動運動のあらわれである。それが一様にひとつの方向にあらわれていることは，全体として運動が，この変成帯の主帯全体を断層帯とした，西へむかう衝上運動に類する動きであつたことを思わせる。

片状ホルンフェルスは片麻岩帯の外側をとりまいて分布する。とくに変成帯の東側のそれはいずれ

の地域にもよくあらわれている。しかし，第1部でのべたように，この地域では，その他に，おなじ岩質のものが，変成帯の中央部をしめ，豊似岳の南側をとりまき，ニカンベツ川上流にのび，オピラ斑れい岩体の南側をとりまいてひろがつている。この配置関係は，つぎの構造解析を可能にする。

この片状ホルンフェルスは，より深部で活動したミグマタイト化作用のより上部でのあらわれとしてつくられたものであり，その時期には，現在みられる火成岩体やミグマタイト類は，この水準位には達していなかつた。ミグマタイト-片麻岩-片状ホルンフェルスの順に重なるものとみれば，その構造は，この地域の西側と東側に長く続く片麻岩帯がもり上り，その中間のくぼみとして，変成帯の中央部にも一種の向斜構造になつて，この片状ホルンフェルスが分布していたとみられる。現在みるこの水準位に達したミグマタイトは，そうした構造ができ上つてから，その構造をつくつた運動とは性質のちがう運動に支えられて上昇し，片状ホルンフェルスで埋められた中央部を，さきの構造を切つて，それを浸して拡つたのである。

日高変成帯のうちで，この地域がとくに巾ひろくあらわれるのは，その構造の中央に褶曲の中間帯(Zwischen-gebirge) 的な向斜部を大きくふくんでいることによるとみられる。

ii)　ミグマタイト帯の構造（第1図 Ia, b, c）

日高山脈の主稜にそつてつづいているミグマタイト帯は，この地域に入つて，中央部の猿留川流域に沿い，ほゞ，N 30 W の方向に分布している。これの構造については，まだ，あきらかになつていない。このほか，それの北東側の音調津山地と，南西側の豊似岳を中心とする地域に堇青石ミグマタイトが大きくはりだして分布している。両者ともその構造解析の結果によれば，ドーム構造を作つており，そこに堇青石ミグマタイトのできる時期に，下部から押しあげる力が働き，そうした構造ができたことが考えられている。

この押しあげの方向は，音調津ドームでは，北西から南東に上向き，豊似岳ドームでは，南東から北西に押し上げるもののようで，両地域でそれぞれ反対方向に向つている。

花崗岩質ミグマタイトは，これらのドームにはさまれたミグマタイトの主帯のヒビ割れのような雁行体となつている。このことは，両ドームの運動が逆むきであることと何かの関係をもつものではないかと考えている。これらについては，改めてべつにくわしくのべたい。

iii)　火成岩迸入位置の構造（第1図Ⅱ）

この地域では，火成岩体のひろがりも，変成岩類におとらず大きい。それらの迸入位置は，特定の構造的な意味を持つているようである。幌満の海岸には，日高帯の斑れい岩類のうちでもつともはやく活動したとみられる片状斑れい岩の小さな岩床が多く認められる。それらは片状ホルンフェルスと斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が，断層で接する境界あたりに見られ，その位置を離れるとほとんどなくなる。このような関係は，大泉から北部にかけて 1000 m ぐらいの巾で長くつづく片状斑れい岩体についても同じように成立する。これは，その西側の斜長石斑状変晶黒雲母片岩と東側の斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩との間に分布する。つまり，この斑れい岩は，2つの岩石種の境界をえらんで迸入しているのである。

幌満川上流域の大きな斑れい岩体の構造上の位置づけは困難であるが，これの北への延長部では，第2番目に活動した片麻状斑れい岩の迸入体は，片麻岩帯のうちでもミグマタイト帯に近よつた位置をえらんであらわれている。

斑れい岩類のうち3番目に活動した斑れい岩では，やゝ様子がちがつている。変成帯の東側では，音調津ドームの東側をとりまき，ミグマタイトや片麻岩でつくられる変成帯の主帯とホルンフェルスとの境目にそつて迸入している。

西側にも，この種のはんれい岩は，大泉からニカンベツ川中流部を経て，アベヤキ川中流部に達する，北西—南東に延長する岩体をつくる。この迸入位置は，ニカンベツ川での観察によれば，中央部片状ホルンフェルス帯とその西側の片麻岩帯との境界位置にあたる。西側の衝上断層は南端は南北にのびて，冬島海岸にあらわれているが，変成帯の主要部は，むしろ，北西—南東にむき，主帯と衝上断層との間に広い三角地域を作つている。この斑れい岩の位置は，その主帯の西側の境界を限るものである。またこの斑れい岩体の北東側を限る線上に，橄欖岩の小さな岩体がいくつか並んでいることも，こゝが特殊な構造的位置であることを思わせる。この意味で，第3番目の斑れい岩は変成帯の主帯の両側を区画する構造位置を占めると云えよう。

衝上断層の東側にそつてソシュール石斑れい岩が巾せまくみられるが，これは日高変成帯のすべてにわたつておなじ位置にみられるものである。橄欖岩は，一般にソシュール石斑れい岩帯にふくまれるレンズ状岩体としてみられ，両者ともに衝上断層の位置に密接にともなわれているのが常である。この地域では，幌満川下流部一帯にわたり，上述の変成帯の主帯と衝上断層の間にひろがる三角地域いつぱいにひろがつている。

花崗岩の迸入位置も，日高変成帯全体の傾向と一致して，東側にのみ，音調津附近の斑れい岩体にまつわりついてあらわれている。

IV: 破砕帯について

この地域の火成岩体のまわりには，いちじるしい破砕帯のみられる場合が多い。これは，とくに帯状につつく火成岩体にそうもので，変成帯の一般走向に一致している。そのいちじるしいものに，幌満川上流のオピラ斑れい岩体の東側にそつて長くつづくものがある。ここでは，片麻岩が圧砕されて黒色の千枚岩様の圧砕岩となつている。また片状斑れい岩の東側にそつても，接触部の片麻岩がぐさぐさにくすれ，緑泥石化した帯が長く続いている。大泉附近よりアベヤキ川にわたる斑れい岩体の北東側にも，同様のものが観察される。

音調津山地にみられる花崗岩体のまわりにも，こうした破砕帯があり，花崗岩体は，それらの破砕帯でとりかこまれてひとつの地塊となつている。

破砕帯は，変成帯中にもいちじるしく発達する。猿留川流域では，東西方向に走るものが多い。それら破砕帯の岩石の変化もまえにのべたものとおなじである。堇青石ミグマタイト地域では，この種の黒色緻密な圧砕岩が巾せまい帯をつくつている。その東方延長とみられるホルンフェルス地域では巾 500 m を越える，緑泥石化のはなはだしい大きな破砕帯となつている(猿留川紀念沢より日黒海岸オンコの沢にいたるもの)。

これらの剪裂帯の岩石は，その走向傾斜をあきらかに出来ないものもあるが，そこにみられる片状要素などは多く直立する傾向を持つている。

幌満海岸や庶野地方では，これらと異つた様式の剪裂帯が認められる。それらは，30° 程度の低角度の断層であつて，数mないし，十数m巾のいちじるしい緑泥石化された帯をともなつている。ここでは破砕的な要素はあまりいちじるしくなく，褐色の片麻岩類が斜向い灰緑色岩となつている。この断層をはさんで上下の，岩石の性質は，はつきりちがつている。それはまた，剪裂帯のあるものについても同じように言えると思う。それで，一岩石種の分布する範囲がひとつの構造単位となつているのではないか，ということがこれからよく吟味される必要があるように思えるのである。この点に関して，2,3 の例をのべる。

幌満・冬島間の海岸に平行して，30° 前後北に傾く断層面が現れている。その面の上位に片状ホル

ンフェルスが分布し，断層面に接する部分が 1～5 m の巾に緑色に変つている。その下位には斜長石斑状変晶黒雲母片麻石がみられる。幌満の近くには，この間に厚さ 150 m ほどの黒雲母片岩が楔状にはさまつているが，その上下にも，ともに緑泥石化帯をともなう断層がみられる。片麻岩と接する緑泥石化帯には雁行するレンズ状の石英脈が点々とつづいている。このような関係は，幌満の東部の海崖にも，豊似岳南部の片状ホルンフェルス地域にも観察されている。

東部の目黒地方のオニトップ海岸では，残晶を多くふくむホルンフェルスの中に，再結晶完全なホルンフェルスがあらわれている。この両種のホルンフェルスは明瞭な断層で境されている。ホルンフェルス帯から片状ホルンフェルス帯あるいは再結晶完全なホルンフェルス帯にうつり変るあたりにも大きな破砕帯が各所で知られている。変成帯の中で帯状に配列する岩帯の間にも，こうした剪裂帯が見られる。

ちがつた岩質をしめすいくつかの岩石種が，野外にならんで分布するとき，それぞれの境界あたりが，後の構造運動の影響をうけて，このように剪裂帯または断層となることは，日高帯の構造的なくせとでも云えることと思える。現在のところ，海崖やいくつかの沢ぞいの一断面で確められているにすぎぬが，今後，こうした点を構造地質図として現わせるようにつとめたい。

V. 西側の衝上断層・構造運動の時期

たびたびのべた西側に発達する衝上断層のために，変成帯の岩石の分布状態は，東西に非対称的になつている。東側は，ミグマタイトから順に，ホルンフェルスまであらわれているのに対し，西側では，片麻岩・片岩の岩帯が衝上断層で不変成粘板岩層に直接し，より低い変成度とみられるホルンフェルス帯がかけている。しかし，それに相当すると思える片状ホルンフェルスは，新富附近で，粘板岩帯の覆瓦構造のひとつとしてあらわれているので，この変成帯は西翼を切られ，衝上断層によつてそれが大部分かくされているものとみられる。1000 m 以上もの範囲の岩石をいちじるしく破砕し，またこのように大きな変位量をしめす断層運動は，変成帯形成に重要な意義をもつものと考えねばならない。

中新世の川端層は，日高層群を不整合におおつて，日高山脈の山麓地帯にひろく分布している。そのなかで，様似川上流新富附近にみられるものは，この衝上断層から 2 km とは離れない位置に発達するが，その基底礫層の礫には，現在，すぐそばの山地に広く露出している変成岩類・火成岩類はまつたくみられず，礫は，チャート・粘板岩・細粒砂岩・輝緑岩類より成りたつている。このことは，少くとも中新世前期には，日高変成帯は，その上部をおおつていた不変成の岩層によつて地下深く埋もれていたことをしめす。しかるに，日高地方新第三紀層の中新世後期の堆積物である川端層の上部から追分層には，片麻岩類・ミグマタイト類が礫として多量に含まれている。また，衝上帯の前面の覆瓦構造の間に川端層がたたみこまれている事実などがある。これらの事柄は，変成帯が川端期より追分期にかけていちじるしくもちあげられ，衝上断層には，その運動があらわれているものと思われる。

変成帯の中にみられる片状要素は，大部分が東傾斜をしめし，また火成岩迸入体にみられる片理のみならず，迸入岩体の形それ自体もおなじ傾向をしめしている。それらは西側にかたよるほど強くあらわれている。このことは，変成帯を形成した構造運動は，その発端よりつねに見かけ上西方にむかつて作用したことを意味するもので，衝上断層はそのような構造運動のひとつのあらわれであると理解すべきであろう。かくて，火成岩迸入の構造的位置づけや各岩石種間の断層，剪裂帯などもこのような構造運動と結びつくものであろう。

いろいろな点から，変成帯の大綱ができあがつたのは白堊紀末と考えられるが，これらの系統的な構造運動のそれぞれが，どの時期のできごとであるか，まだあきらかにのべることはできない。

VI. 構造運動と岩石の変成

剪裂帯の岩石は，ただ細片にくずされている，と云つたことだけでなく，いちじるしい緑泥石化や珪化をうけている。そこでは，構造運動にともなつて岩石は機械的に破砕・変形されることにとどまらず，岩石が変質をうけるという問題が重要なものとして注意される。これらの点については，すでに 1951 年に，現地において，井尻正二によつて指摘されたものである。そのみかたについてわれわれは深く敬意を表する*。以下に，いくつかの例をあげてこの点を考えたい。

a) 西側の衝上断層が冬島海岸にあらわれているところには，その下盤側の粘板岩と細粒砂岩の互層が，ひろい範囲にわたつて破砕状にみだされ，小岩塊のたたみこまれた形がしめされている。この部分はいちじるしく珪化され，石英の細脈が多い。またその一部には，灰緑色に変色された部分が含まれている。これは圧砕岩であつて，くずされた砂粒の間に石英の微粒を多く生じ，緑色部ではそれにともなつて，緑泥石の微片がいちじるしくできている。このような点は，ふつうの粘板岩や砂岩にはみられぬものである。

衝上断層の上盤側には，ソーシュル石斑れい岩があるが，すべて蛇紋岩化されている。北部日高でも，こうした部分には赤色の輝緑凝灰岩様の圧砕岩やそのほか，ヘレフリンタ様岩石などいろいろの型の圧砕岩がしられている。

b) 変成帯内にみられる剪裂帯で，とくに，変成岩類の一般走向を切るものでは，そこの岩石が破砕され，その露出面では，いちじるしく細片にくずれやすくなつているものが多い。それとともに岩石はいろいろな程度に緑泥石化され，褐色の片麻岩類が緑色に変るものから，網状に方解石脈を生じ，そのまわりのみ緑泥石化するもの，緑泥石化され粉状にくずされているもの，一定方向の剝理面をつくり，それにそつて緑色部と，圧砕されたことをしめす，黒色部の縞をつくるものなどがある。この緑泥石化の範囲はかなり不規則であつて，破砕されぬ部分にまでおよぶ例が多い。一部には，かたい黒色緻密な千枚岩様の圧砕岩になつているものもみられる。

c) さきにのべた，ちがつた岩石種間の断層にそつてみられる緑泥石化帯にも，変成帯の走向に長くのびる斑れい岩体にそつてみられる剪裂帯にも，おなじような破砕・変質のことがみられる。そこには，破砕の程度は少くて，片麻岩類の構造はくずされずにつよく緑泥石化や珪化をうけているものも多くみられる。その剪裂帯からはなれた位置にまでわたつて，片麻岩類の片理にそい，縞状に緑泥石化されない部分と交互するものがみられる。そうした緑泥石化縞の先が，ほとんど石英を主としたものに変り，ついには片理を切る石英脈となりかわる例などがみられる。この部分では，化学組成の変化もいちじるしいものがあると思われる。

d) おもに，西側の片麻岩帯などにみられることであるが，ひろい範囲にわたつて，片理面に線構造をつよくあらわしているものがある。その岩石の斑状変晶構造のうちにも，かなり，破砕のあとがあつて，一部には，むしろ，斑状の斜長石を斑状残晶 (porphyroclast) とみなしてよい構造がみられる。そこでは，斜長石はにごり，黒雲母は波うつて不定形となり，雲状にちらばり，その色がうすくなつている。こうした点は，さきに斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩としてできたものが，さらに力をうけてその構造がくずされはじめ，構成鉱物の性質もかなり変化したものとみるほかはない。

---

* 杉山隆二によるミローナイト類の研究もこの点について有益な参考となつた (20) (21) (22)。

e) 東側の片状ホルンフェルスには，黒雲母の扁平な集合体の点紋が並行してあらわれているが，再結晶完全なホルンフェルスの露出の中で，黒雲母の斑点ができている部分には，とくに一定方向にならぶ剝理面があらわれ，岩石の方向性がよりあきらかになつている。

幌満海岸にみられる斜長石斑状変晶片麻岩の露出面では，つぎのような点が注意される。斜長石が多量に大型に発達している部分ほど，片理がつよくあらわれている。また，斑状変晶の多い縞などがあると，その部分にのみまわりよりいちじるしい片理がみられ，その縞の延長部で斑状変晶が少さくなるにつれ，その片理も弱くなる。

f) 片麻岩やミグマタイトについて組織分析を行つた結果からみると，黒雲母はもちろん，石英も斜長石も，はつきりした結晶方位のかたよりを持つていることが知られる。造岩鉱物の成長方位が定まつた方向範囲に制限されていることは，ミグマタイトの流動した結果ではなく，むしろ岩体の内部に方向性のある力がくわわつて，その下で，“リーケの原理”にしたがい，最少抵抗方位をとつて結晶が成長した結果であるとみた方がよいと考えられる。この岩帯にはたらく構造運動による力は，断層運動のような局地化したものではなく，岩体内に均等にゆきわたり，岩石内の分子状態にまで効果をおよぼすものに他ならない。このみかたが，われわれの組織分析を試みるもとになつている。

以上 **a)** より **f)** にわたつて書きつらねた現象は，それぞれきわめてかけはなれ，一見して，相互に脈絡のないことのように思われる。しかし，いずれの場合にも，岩石が変成あるいは変質させられる状態についての問題がふくまれている。ここから岩石が変成される場合，それに効果をおよぼすいくつかの要素を抽出できるようである。そのひとつとして，とりあげなければならない点は，岩石が変化する場合，そこにいちじるしい構造力がはたらいているとみられることである。いまひとつ重要とみられることは，そこに構造力があらわれることと切りはなせない関係をもつて，その場所に何らかの媒質 (media) の積極的な注入が行われていて，その下であらたな条件に適応した鉱物がつくられ，岩石が変化していることである。この2つの変成要素がともないあう状態のもとで，岩石の変化がすゝんでいることが知られる。

ミグマタイトは地向斜にたまつた泥が，変成を重ねてでき上つたものと解されている。その変成過程は，一般に，分子原子的粒間膜 (intergranularfilm) をつたつて侵入する媒質によつて新しい変成条件にもちこまれ，その下で，活潑に反応しあう結果，できあがるものと考えられている。こうしたミグマタイトの構成鉱物の方位がかたよりをしめすことは，その変化の過程が構造力の支配下にあつたことのあらわれとみられるであろう。

また，上にあげた **d)** より **a)** にわたる現象のうちにも，おなじ問題がみられる。たとえば，斜長石や黒雲母が，局所的に，斑状変晶様に成長することに，また，片麻岩類のうちの特定の部分が緑泥石化することにも，とくに，その部分にいちじるしく滲透する媒質が大きな役割をはたしたものとみられる。破砕現象のみがいちじるしく目だつものでも，そこにみられる緑泥石化や珪化の様子を見のがしてはならないであろう。そこの働いた媒質の作用については重要な意義を持つものと考えられる。

日高山脈にそつて分布するミグマタイト類・片麻岩類・ホルンフェルス類はこれまでのべてきたように，系統的な関係をもちあうものであつて，より地殻の深部で活動するミグマタイト化作用のあらわれとみられる。断層にそつて行われる緑泥石化作用にあつても，その本源をたどれば，このミグマタイト化作用のそれと一体に結びつけられることであろう。それぞれの場所にあらわれる構造力にしても，そうした媒質のはたらきと歩調をあわせていることよりみれば，それらの本源と何かの形で結びつくものと思われる。

この意味で，この変成帯の変成現象は一貫した道すじをしめしており，その発展史である **f)** より逆に **a)** におよぶ過程はばらばらなものとしてではなく，系統的なものとして捉えられるのである。西側のいちじるしい衝上断層もこの変成帯にあらわれたミグマタイトのできることと切りはなせない関係をもつものと考えている。

文　献

1) 山根　新次 (1911)：日高国南部及十勝国広尾郡調査報告，鉱調，No. 4.
2) [illegible] (1911)：[illegible]，鉱調，No. 5.
3) 大平　安 (1926)：日高東南端海岸の火成岩，地質雑，**33**.
4) 大平　安 (1928)：[illegible]，地質雑，**35**.
5) 鈴木　醇 (1934)：十勝国南部海岸ホルンフェルス中の変質石灰質団塊について，地質雑，**41**.
6) 鈴木　醇 (1934)：[illegible]，地質雑，**41**.
7) Suzuki, J. (1934): Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of Tokati Province, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser.* IV., Vol. II, **4**.
8) 鈴木　醇 (1936)：選択変成作用について，科学，**6**.
9) 竹内嘉助・三本杉巳代治 (1936)：浦河図巾，北工試報.
10) 竹内　嘉助 (1937)：[illegible]，北工試報，**67**.
11) 青橋　三男 (1948)：[illegible]，北大理学部紀要，Ser. IV, Vol. VIII, No. 1.
12) 舟橋三男・橋本誠二 (1951)：日高帯の地質，地団研専報，**6**.
13) 広田　正一 (1952)：[illegible]，地質雑，**58**.
14) 広田　正一 (1954)：[illegible]，東教大地鉱研究報告，**3**.
15) [illegible] (1953)：[illegible]，地質雑，**59**.
16) 猪木　幸男 (1953)：幌満地方の輝石橄欖岩体，地質雑，**59**.
17) 猪木幸男・舟橋三男 (1956)：幌泉図巾.
18) 外崎　与之 (1956)：[illegible]，地質雑，**62**
19) 外崎　与之 (1951)：[illegible]，学芸（第二部），**3**.
20) 杉山　隆二 (1939)：[illegible]，地質雑，**46**.
21) 杉山　隆二 (1941)：〃　〃　（第2報），地質雑，**48**.
22) 杉山　隆二 (1944)：ミロナイトに就いて，東京科博報告，**13**.

古地理よりみた佐渡の地史*

——いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究——

津 田 禾 粒**

(1956 年 3 月 2 日受理)

Geologic History of Sado from the Viewpoint of Paleo-geography

——A Study of the Sedimentary Environment of the Miocene Deposits in the So-called "Green Tuff" Region (Part II)——

Karyu Tuda

(Abstract)

In this paper, the writer discusses the geological history of Sado Island from the middle Miocene up to the present. By the distribution and faunas of the Neogene deposits, the following facts are pointed out.

1. The first transgression in Neogene started in the Kasatoriyama stage (middle Miocene), and the sea extended from the Kasatoriyama Stage to Orito (middle Miocene) and Turusi (upper Miocene) stage. The paleo-geography of the two stages are shown in the Fig. 5 and 9.

2. After the Turusi stage the first regression occurred, and no deposit of the late Miocene and early Pliocene is seen in Sado Island.

3. In the Sawane stage (late Pliocene) the second transgression occurred, and the paleo-geography is represented in Fig. 10.

4. The second regression occurred after the Sawane stage.

5. At the beginning of the Kuninaka stage (Pleistocene), the third transgression occurred, and the paleo-geography at the maximum of the transgression is shown in Fig. 11.

6. After the Sawane stage the third regression occurred, and it is continuing to the present.

By the survey of the paleo-geography in Sado Island during the Neogene, a remarkable resemblance in the directions of the topographic distribution is recognized, and it can be said that the resemblance is also applicable to the recent topography. So the writer presumes that the structural movement which made the recent Sado Island started in the early stage of the middle Miocene.

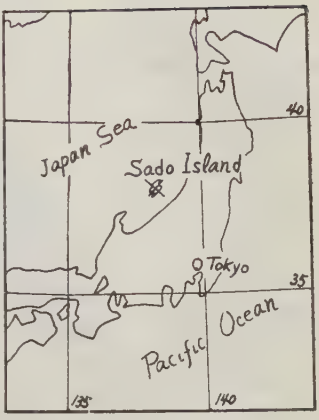
I. ま え が き

さきに筆者 (1955) はいわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境を解明する第一歩として，生物群及び岩相から黒瀬谷累層を中心とした八尾層群の堆積環境について報告した。その中で八尾層群の堆積をうながした運動と基盤との関係，即ち，海進当時に演じた基盤の役割について不十

* この報告は 1954 年日本地質学会総会講演会で発表したものに補足を加えたものである．

** 新潟大学理学部地質鉱物学教室

分ではあるが触れるところがあつた。この海進・堆積をもたらした運動がその後如何に発展し現在に至つたかという点についてはあまり述べる機会がなかつた。しかし，ある現象，例えば八尾層群の生成といつたような問題は，その現象を生ずる前の現象——例えば基盤に関する問題——から，八尾層群の生成に密接に関連してその後ひきつづいて生起した現象，という一貫した運動をとおしてはじめて正しく理解されるものである。この報告では，以上のような立場から佐渡の例をとりあげるが，特に新第三紀初葉に始まる海進以降の運動と堆積の関係を古地理に集約して表現し解説をこゝろみる。なお，この研究は単に佐渡における問題の追及のみを目的とするものではなく，八尾層群の研究から出発して，いわゆる Green Tuff 地域に分布する中新統に関する堆積環境の各地区における普遍性或は特殊性を指摘し，Green Tuff に関する地史の把握を意図するものであることを附言する。



Index Map.

この研究を遂行する機会をあたえられ，たえず御指導下さつた西田彰一・杉山隆二両教授に心から御礼申上げる。また，藤岡一男・牧山鶴彦・今井重哉・茅原一也・本間信一・歌代勤の諸氏，その他多くの方々から有益な批判と御協力を戴いたことを深く感謝する。この研究には文部省科学研究助成補助金の一部をも使用した。

II. 佐渡の地質概観

ここ数年来，新潟大学では杉山隆二・西田彰一を中心に佐渡の調査を続けてきた。筆者はその間，主として下戸累層及びその上位の地層の調査を行つた。現在，調査は一応終了し，層序は杉山隆二 (1953) によつてまとめられている。即ち，下位より古生層・変質岩及び花崗岩類・片辺火成岩類・相川層群・佐渡層群・沢根累層・国中累層に大別され，更に佐渡層群は下位より杉野浦・笠取山・下戸・羽茂・素浜の5累層に細分された。この報告では佐渡層群について触れるところが多いが，これを下位より杉野浦・笠取山・下戸・鶴子・“中山”の各累層として述べていく*。古生層・変質岩及び花崗岩類は局部的に露出するにすぎない。片辺火成岩類・相川層群及び杉野浦・笠取山両累層は主として各種の火成岩及び火山砕屑岩よりなり，一般に化石に乏しく，大佐渡・小佐渡の山地を構成し，複雑な構造を示す。下戸累層以上は破砕堆積岩を主とし，化石に富み，国中平野周辺，その他の丘陵地帯に分布し，比較的単純な構造を示す。即ち，岩相からは，笠取山・下戸両累層の間に一つの境界が認められ，また，下戸累層以上には豊富に海棲動物を産するという著しい現象がある。この報告では主として下戸累層以上の地層について論ずるので，便宜上，笠取山累層以下を一括して，かりに基盤としてとりあつかう。ただし，このような方法は佐渡の地質系統を区分する場合には適切なものではなく，あくまでも説明を簡略するための手段にすぎない。次に，地層の記載は必要な最小限度に止めて，下戸期以降の古地理の変遷について述べる。

III. 下戸期 (F_3) の古地理

下戸累層が Fig. 1 の如き分布をなすのは国中累層に overlap されるためである。Fig. 3 に示す如く上部に

---

* このような変更を行つたのは，原則的には杉山の区分を支持するものであるが，その後の調査によつて素浜累層なる名称が不適であることが発見されたこと，ならびに歌代勤 (1950) の下戸層・鶴子層・中山層とした命名が古く，命名上有効と考えられる上に，これらの模式地は連続したルートに露出し，ここに示準化石として有効な化石を産するからである．ただし，中山層は半沢正四郎によつて他に同名の存在から不適当なことを指摘されたので，かりに“中山”累層としておく．

海緑石が鍵層として存在し，その上位は急激に硬質頁岩(鶴子累層)或は黒色頁岩("中山"累層)に移化し，基盤との間には一般に侵蝕面が存在する。層厚は一般に小であるが変化が激しい。藤津川で 150 m に達するのは火山噴出物をはさむためである。一般的傾向として下部に礫岩を有し，上部は砂質になる。岩相の側方変化が著しいが，筆者 (1955) がさきに報告した黒瀬谷累層の如く，堆積物の粒度が規則的に変化する現象は認められない。下戸累層は海棲動物化石を産するが，特に上部に多い。 Fig. 4 は海緑石層に接近した部分——略同一時間面にふくまれる程度——に産する注目すべき種の分布を示すが，Table 1の如く要約される。

Table 1 にあげた各化石産地の動物群は，その構成要素によつて次の6つのグループに分けられる。

I *Ostrea gravitesta* が多量に密集するが，他種を混在せず，特徴的産状を示す。

II *Ostrea gravitesta* が豊富なほか，*Pecten kimurai* その他の貝化石を産する。

III 少量ではあるが

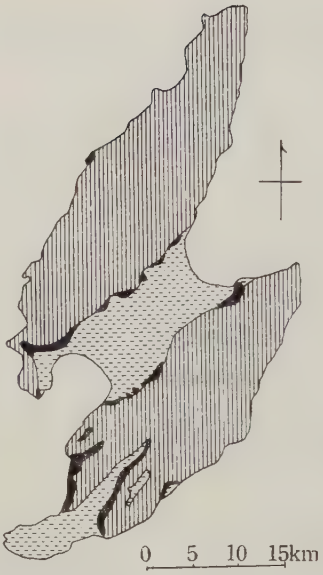


Fig. 1. Distribution Map of Orito Formation.

black: Orito formation, striped: formations pre Orito formation, dotted: formations post Orito formation

Fig. 2. Index Map of Geologic Columns (in Numbers) and Fossil Localities of Orito Formation. (in Alphabets)

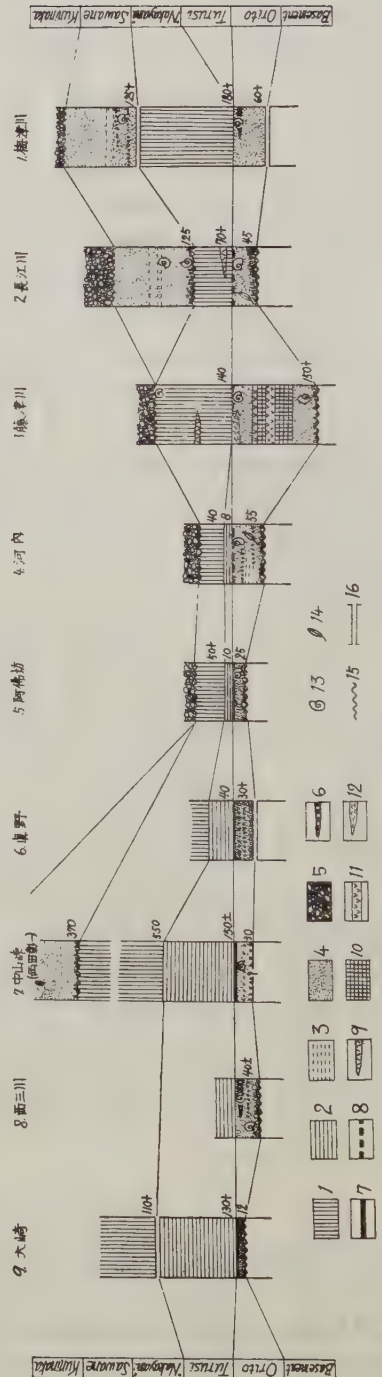


Fig. 3. Geologic Columns in Sado Island.

1; black shale, 2: hard shale, 3: siltstone, 4: sandstone, 5: conglomerate, 6: shell-fragmental limestone, 7: glauconite bed, 8: glauconitic bed, 9: basaltic tuff breccia, 10: dacite, 11: dacitic tuff breccia, 12: pearlite, 13: fossil animals, 14: fossil plants, 15: unconformity, 16: fault 140, 50±: thickness in meters

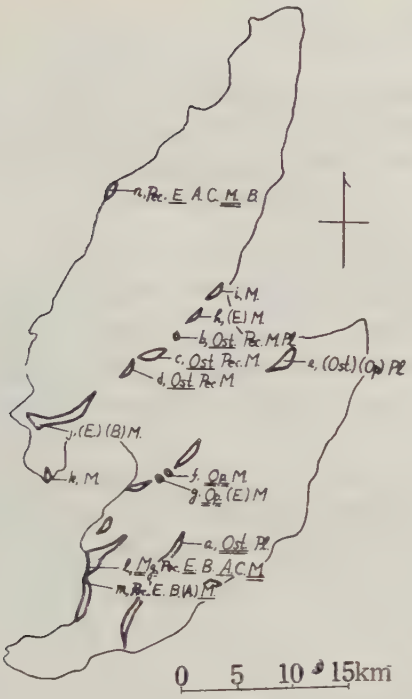


Fig. 4. Fossil Distribution in Orito Formation.

Ost: *Ostrea gravitesta* Yokoyama, Op: *Operculina complanata japonica* Hanzawa, Mg: *Miogypsina kotoi* Hanzawa, Pec: *Pecten kimurai* Yokoyama, E: *Echinoids* B: *Balanus*, A: *Calcareous Algae*, C: *Corals*, M: *Mollusks*, Pl: *Plants*
double underlined: very abundant, underlined: abundant, no marked: common, in parenthesis: rare

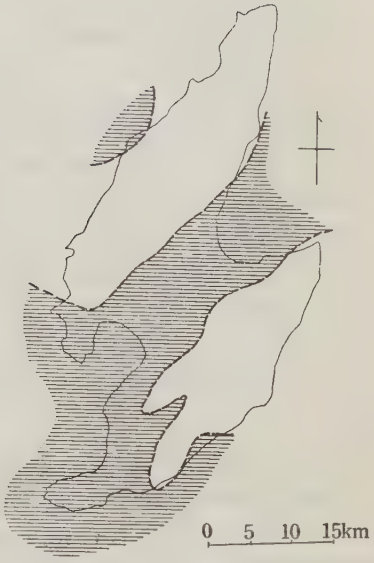


Fig. 5. Paleo-geographic Map in Orito Stage.

striped: marine areas

Table 1 Distribution of Representative Species in Upper Part of Orito Formation.

Localities / Species	a 茂川	b 長江川	c 新保川	d 藤津川	e 久知河内	f 河内	g 阿仏坊	h 極楽寺	i 梅津川	j 中山峠	k 二見	l 西三川	m 河ケ瀬崎	n 平根崎
Ostrea gravitesta Yokoyama	VA	A	A	A	R									
Operculina complanata japonica Hanzawa					R	VA	VA							
Pecten kimurai Yokoyama		C	C	C								C	C	C
Miogypsina kotoi Hanzawa												VA		
Echinoids							R	R		R		A	C	A
Balanus										R		C	C	VA
Calcareous Algae												A	R	C
Corals												C		C
Various Mollusks		C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	VA	VA	VA
Groups	I		II		III	IV		V				VI		

VA: very abundant A: abundant C: common R: rare

Ostrea gravitesta と *Operculina* が共存する。貝化石も少くない。

Ⅳ *Operculina* が圧倒的に多く，貝化石をも産する。

Ⅴ 貝化石を産するが多くはない。ウニ・フジツボの破片もある。

Ⅵ 種々の化石が極めて多量に産し，特に西三川・平根崎ではこれらの化石が石灰岩をつくる。西三川では *Miogypsina* が石灰岩中で圧倒的に多い。河ケ瀬崎・平根崎では *Miogypsina* は見出せないが，貝類・ウニ・フジツボ・石灰藻・珊瑚が多産する点は西三川と酷似する。

筆者 (1953・1955) は黒瀬谷累層上部の動物群中に，鹹度・深度の増加につれて *Ostrea gravitesta* より，順次 *Operculina complanata japonica*, *Miogypsina kotoi*, *Propeamussium* sp. をへて *Sagarites chitanii* に至る排列が認められることを示摘した。下戸累層には *Propeamussium* sp., *Sagarites chitanii* の如き深い要素は産しないが，*Ostrea gravitesta* より *Miogypsina* に至る範囲，即ち，浅海における陸水の影響の強い brackish water から normal salinity の海水に及ぶ変化は黒瀬谷累層のそれに一致する。

以上を考慮に入れ，国中平野周辺における下戸累層の分布，並びに下戸累層が笠取山累層に不整合に載る現象を合せ考えるならば，国中平野周辺では下戸期の初期に海進がはじまり，佐渡は略現在の大佐渡・小佐渡を占める2つの島に分れた。Ⅱに属する化石産地は2つの島にはさまれた水道の中央部に位置し，陸水の影響が強く，低鹹度であつたゝめに *Ostrea gravitesta* の生存に適した。ここから NE 或は SW の方向に陸水の影響は次第に弱まり，Ⅲの如く *Ostrea gravitesta* と *Operculina* の共存する環境，Ⅳの *Operculina* を多産する環境をへて，*Miogypsina* をはじめウニ・フジツボ・石灰藻・珊瑚等の棲息した普通の鹹度の open sea へとつらなつていたと考えられる。貝類やウニ・フジツボの破片を産するⅤは環境としてはⅣとⅥの中間を占める。平根崎の下戸累層は孤立して分布するが，その動物群の内容から open sea の海浜の堆積物である。ⅰに属する川茂は *Ostrea gravitesta* のみを多産し，ほかに海棲動物を産しないが，ここでは陸水の影響が最大であつたために，*Ostrea* 以外の棲息を許さなかつたものである。このような現象は下戸累層の分布と合せ考えるならば，川茂附近に小さな海岸線の湾入があり，そこに陸水が多量に流入したことを示している*。又，黒瀬谷累層上部の動物群の分布から，*Operculina* と *Miogypsina* は共に浅海棲の種であるが，*Miogypsina* は普通の鹹度であるのに対して，*Operculina* は僅かではあるが鹹度の低いところに最も適応したことを指摘したが，下戸累層における観察もこれを証明している。

要するに下戸期には Fis. 5 に示すような水陸の分布を生じた。国中平野周辺においては，笠取山累層には海棲生物の化石を産しないこと，下戸累層と笠取山累層の関係が不整合であることから，海進は下戸期に入つてはじまつたことは疑いないところであるが，これは佐渡全域に共通する現象ではない。即ち，西三川東方に分布する笠取山累層の上部を占める礫岩・砂岩**が分布するが，その砂岩中には *Anadara kakehataensis*, *Littorinopsis miodelicatola*, *Vicarya* sp. その他の貝化石を産するが，これらは黒瀬谷累層下部では淡水の影響のある浅海に棲息したと推測した。このことは笠取山期 (F_2～F_3) 末期に既に佐渡の南西部には国中平野に先立つて海進が行われていたことを物語つているが，データ不足で古地理について述べることはひかえる。

* この強い陸水の影響，即ち，鹹度の低下が動物群に対して「Thienemann の法則」に即する結果をもたらし，*Ostrea gravitesta* の異状な群集を生ずるに至つたものと解される．*Ostrea gravitesta* の産状に関する詳細は後に西田彰一と筆者によつて報告される予定である．

** これを笠取山累層に含めた根拠は，国中平野周辺で下戸累層と侵蝕面を以て下位に接する石英安山岩に貫かれているからである．西三川東方ではこの礫岩・砂岩と下戸累層の間は整合関係とみるべきである．

IV. 鶴子期 (G) の古地理

下戸累層の上位には，佐渡の西南部では Fig. 3 にみられるように硬質頁岩（鶴子累層）が載り，更にその上位に黒色頁岩（"中山" 累層）が載るか，この硬質頁岩は EN の方向に次第に層厚を減じ遂には全く尖滅し，黒色頁岩が直接下戸累層の上位に載ってくる (Fig. 7, 8)。下戸累層と硬質頁岩或は黒色頁岩の間には岩相上急激な変化が認められるが，その間に浸蝕面や礫岩の存在はなく，下戸累層の最上位の海緑石は連続的に分布することから不整合とは考えられない。特に阿仏坊では Fig. 6 に示すように，海緑石質頁岩の上に下戸累層の暗青灰色細粒砂岩と同質の砂岩と硬質頁岩の互層が硬質頁岩の下部に存在し，下戸累層と硬質頁岩とが漸移関係であることを示している。硬質頁岩と黒色頁岩の間にも不連続の関係は認められない。即ち，硬質頁岩は緻密なこと，細い laminae を示すことによって，黒色頁岩は一般に軟く，塊状であることによって特徴づけられるが，黒色頁岩が硬質頁岩の上位に載る場合は漸移的関係を示し，下位より上位に向つて堅さ或は laminae の消長は場所によつて前者が先に，或は後者が先に始まり，次第に移り変る。

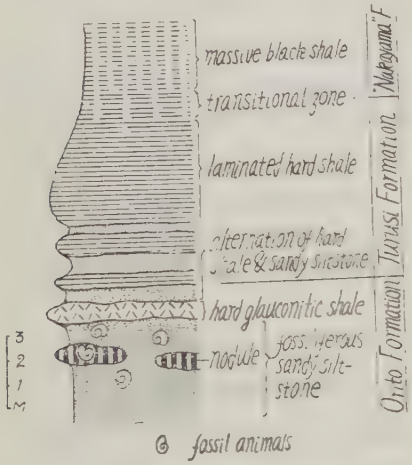


Fig. 6. Geologic Column at Abutubō (阿仏坊)

以上のことから鶴子・"中山" 両累層は側方変化を示すことと理解され，両累層の堆積した時代を鶴子期と呼ぶ。金原均二 (1950)・池辺穣 (1955) も七谷・寺泊両層に関してこれと類似する考察をなしている。両累層からは珪藻・海綿の化石を多産するほか，*Sagarites*, *Pecten peckhami*, 魚

Fig. 7. Distribution Map of Turusi Formation.

black: exposed Turusi Formation, dotted: "Turusi" Formation covered by younger deposits

Fig. 8. Distribution Map of "Nakayama" Formation.

black: exposed "Nakayama" Formation, dotted: "Nakayama" Formation covered by younger deposits

Fig. 9. Paleo-geographic Map in Turusi Stage.

striped: marine areas

鱗，魚の骨格等を産し，有孔虫は共に極く少いこともこの考え方の妥当なことを示している。下戸累層との層序関係，地層の分布から推して鶴子期の古地理を Fig. 9 の如く推定した。ただし，その海岸線は下戸期のそれの如き十分な古生態的データがないので概念的に示したものである。杉山隆二(1953)は硬質頁岩は酸性の火山活動に伴う火山灰の堆積による影響が強いとの意見を述べているが，鶴子期の前期に西南部は open sea であり火山灰の供給が多かつたのに対し，東北部は古地理的条件から火山灰の供給が少く，黒色頁岩の堆積をみたものであろう。

下戸期と鶴子期の古地理・堆積環境を比較するならば，海進の進行に伴つて海域は拡大しているが，国中平野を NE—SW の方向に伸びる水道は存続し，この意味において基盤の形態の特徴は保存された*。一方，堆積物は下戸期においては比較的粗粒で，その中に含まれる動物群から一部に陸水の影響の顕著であつたことを示しているのに対し，鶴子期の堆積物は細粒であり，その動物群の示す環境は陸水の影響を止めない。即ち，下戸期と鶴子期の間には，この意味において著しい変化を認めねばならない。この現象をもたらした運動の実態を明確に把握することは今後に期するとしても，筆者(1955)もさきに報告した如く，Green Tuff 地域に共通する現象として閑視出来ないものである。いずれにせよ，この問題を解決するためには単に堆積区域における現象のみならず，堆積物を供給した後背地における現象と関連して追及すべきことを強調したい。

Fig. 10. Distribution Map of Sawane Formation.

black: exposed Sawane Formation, dotted: Sawane Formation covered by younger deposits, broken lines: shoreline in Sawane Stage

V. 鶴子期以後—沢根期以前の古地理

沢根累層は鶴子期の堆積物（鶴子・“中山”両累層）の上に不整合に載り，G階後期及び H_1 階の地層（越後油田の椎谷・西山両累層に相当する地層）は地表に分布しない。国中平野の深部においても構造的にみて，これに相当する地層はないとみるべきである。即ち，鶴子期以後に隆起が行われ，その結果海退を生じ，G階後期乃至 H_1 階にかけて現在の佐渡の占める地域は全域にわたつて陸化したものと推定して誤りないものと思われる。

VI. 沢根期（H_2）の古地理

沢根累層は一般に鶴子・“中山”両累層の上に基底礫岩を以て不整合に載り，国中平野周辺部を除いて他の地域には露出しない (Fig. 10)。砂岩を主とするほか，局部的にシルト岩・礫岩を介在し，いわゆる大桑・万願寺動物群に属する豊富な動物群を含むが，深海棲の種を混在しない点が特徴である。岩相の側方変化は少く，動物群の産状も量的には変化するが生態的変化に乏しい。

以上のことから沢根期の海岸線の方向を Fig. 10 の如く推定した。鶴子期以後，隆起・沈降を経験したにもかかわらず，沢根期の古地理が下戸・鶴子両期のそれと類似することは注目すべき現象であるが，その原因については後に述べる。

* 佐渡における鶴子期の堆積物は有孔虫に乏しく，七谷・寺泊両層に産するような典型的な深海の要素を含まず，七谷・寺泊両層に比して浅い堆積物と考えられることもこの考え方を間接的に支持するものと思われる。

VII. 国中期（J）の古地理

国中累層は沢根累層に不整合にのり，“中山”—笠取山に至る各累層の一部を overlap する。沢根累層との関係は一般に平行不整合で，局部的には微弱な平行不整合の関係もみられる。沢根累層同様，国中平野のみに分布する (Fig. 11)。礫・砂・シルト・泥よりなり，岩相変化に富む。一般に国中平野の周辺部では粗粒で，巨礫を主とし，平野の内部に入るに従つて粒度を減じ，礫・砂・シルト・泥の互層を主とし，又，下部より上部に向つて粒度が大になる傾向が認められる。平野の内部より周辺部に向つて緩漫に沢根累層以下に abut する現象が認められ，平野周辺部の礫は平野の内部の下部を占める互層よりも後の堆積によることを示している。

即ち，国中期の海進初期に既に平野地域には NE—SW 方向に凹地が存在し，国中期に入つて，まずこの方向の細長い地域に海が侵入し，次第に NW 並びに SE の方向に拡大していつた。

国中期の古地理を推定するに当つて見落すことの出来ないのは，海岸段丘の分布 (Fig. 11) である。歌代勤は佐渡の高位海岸段丘と国中累層が密接な関係にあるとの注目すべき結果を得ている。即ち，歌代の談話によれば，大佐渡南部に分布する高位段丘の堆積物を国中平野の南西部に追跡すれば，国中累層に属する巨礫に連続し，両者の岩相的特徴も一致することを確認している。この高位段丘の堆積物は，海岸段丘形成過程における海水面が最高位に達した時の所産であり，国中平野周辺の巨礫は国中期の海進の最盛期の所産である。歌代の観察は両者の同時性を認めるものであり，国中期の海進の最盛期における海岸線の分布は Fig. 11 の如く表現される。国中期以後の運動に関しては西田彰一および筆者 (1953) の報告があるので省略するが，大局的にみれば佐渡は隆起をつづけ現在に至つている。沢根累層と国中累層の関係が，地表で観察される限りでは不整合であることから，沢根期以降，国中期以前に隆起・沈降が行われているにもかゝわらず，国中期においても沢根期と同様に下戸期以降の古地理と類似する点は注目に値する。

Fig. 11. Distribution Map of Kuninaka Formation and Coastal Terrace.
black: exposed Kuninaka Formation, dotted: Kuninaka Formationcovered by Alluvial deposits, striped: coastal terrace distributing area, broken lines: shoreline in Kuninaka Stage

VIII. 佐渡の地史（むすび）

佐渡における下戸期以降の古地理について述べたが，詳細な記載は省略したので不十分な点も少くない。これを要約すれば次の如くである。

1. 佐渡における新第三紀の海進は笠取山期 (F_2～F_3) の末期に始まるが，小佐渡南西部に僅かの海成層がみられるのみである。
2. 下戸期に入り，現在の国中平野地帯にはじめて海が進入し，陸地は二分された (Fig. 5)。鶴子期に入つてからも沈降は継続し，海域は拡大していつた (Fig. 9)。
3. G階の末期に隆起が起り，G階末期—H_1 階にかけて地層の堆積は行われていない。
4. 沢根期 (H_1) に入り再度海進が起り，佐渡は再度二分された (Fig. 10)。
5. 沢根期以後，国中期以前に再度隆起を生じたが，国中期（J）に入つて三度海進が行われ，そ

の最盛期には最高位の海岸段丘が形成された。その後，主として隆起を行いつつ現在に至つている。

下戸期以降の各期の古地理を通観して，下戸期初期の地形——基盤の形態——の特徴が鶴子・沢根・国中の各期にそれぞれ継承されているという注目すべき現象が指摘される。このことから直ちに下戸期以降，佐渡全域が均等の隆起・沈降を繰り返したとするのは，海進時における海域には堆積，陸地には侵蝕が行われたことからみて誤りとしなければならない。この間の運動の形態は，基盤と関連しての下戸累層以上の各累層の構造を検討することによつて解析される。即ち，下戸累層以上の各累層は国中平野周辺部では，いずれも平野の内部に向つて傾斜し，国中平野一帯はいわゆる佐渡方向に一致する向斜構造を示している。又，これらの各累層間の層序関係は整合・不整合と一様ではないが，基盤に対して藤田至則 (1953) の提唱した将棋倒し構造を示している。一方，大佐渡北西岸及び小佐渡南東岸に僅かながら下戸・鶴子両累層が分布するが，前者は北西，後者は南東に傾斜する。しかも大佐渡・小佐渡の中核部は基盤が広く露出することから，おおまかな推論がゆるされるならば，大佐渡・小佐渡は国中向斜に平行する背斜状構造とみることが出来る。

以上のことから，下戸期初期の基盤の形態の特徴が，その後の各期に保持されて現在に至つているのは，単なる隆起・沈降の繰り返し以外に，相対的にみるならば，堆積地域(現在の国中平野その他)は基盤の沈下，侵蝕地域（現在の大佐渡・小佐渡の山地）は基盤の上昇の傾向があつたと考えねばならぬ。即ち，現在の地形によつて表現されている構造運動は下戸期にまでさかのぼることが理解され，国中平野が地溝帯であるとの見方は否定されるのである。ここで附言することは，先に述べた背斜・向斜は必ずしも単純なものではなく，多くの断層が存在し，杉山隆二 (1953) の断層に関する研究がある。断層は基盤を切るものが多いが，下戸累層以上を切る断層も梅津川南方では国中累層下部迄を，阿仏坊附近では鶴子・“中山”両累層を切る正断層の露頭がみられ，大崎附近では西田彰一によつて笠取山累層が鶴子・“中山”両累層におしあげた逆断層が観察されているほか，各地に断層が推定される。断層は新旧にかかわらず佐渡方向に一致するものの多いことは，褶曲運動との関連を暗示するものとして興味深い。

この報告では佐渡における F_3 以降の現象に関する考察を述べたが，この現象は単に佐渡のみに特徴的なものではなく，いわゆる Green Tuff 地域に共通する点が少くない。今後も他の地域でこの問題の究明をつづけていきたい。

主 要 参 考 文 献

浅野　清 (1949)：佐渡国中地溝帯の微古生物学的意義（演旨），地質雑，**55**.
藤田　至則 (1953)：地層の将棋倒し構造について，新生代の研究，**18**.
池辺　穣 (1955)：東北裏日本第三系の最近の知識，地向斜，**10**.
金原　均二 (1950)：新潟油田の地質，石油技術，**15**.
湊　正雄 (1954)：地層学，岩波書店.
新潟県地質図作製委員会 (1955)：二十万分の一新潟県地質図.
西田彰一・津田禾粒 (1953)：佐渡島・千種遺跡周辺の最近の地史，新潟県文化財報告書，1.
杉山　隆二 (1953)：新潟県下特に佐渡島における第三紀火成活動について，新潟大地鉱教室（謄写印刷）.
杉山　隆二 (1953)：新潟・富山地方の green tuff について（演旨），地質雑，**59**.
津田　禾粒 (1953)：富山県八尾町附近の地質——特に八尾層群に関する地史学的研究——，新潟大理研報，**2**, 1, 2.
津田　禾粒 (1954)：岩相と古生物群よりみた黒瀬谷及下戸累層の堆積環境について（演旨），地質雑，**60**.
津田　禾粒 (1955)：八尾層群の堆積環境について——いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境に関する研究（その 1)——，地質雑，**61**.
Tuda, K.: Faunas and Facies in some Middle Miocene Deposits in Japan (in printing).
歌代　勤 (1950)：佐渡島（大佐渡）西南部・沢根——相川地域の層序について（演旨），地質雑，**56**.

飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動*

——第1報（荒島岳南方山地の地質学的研究）——

河　合　正　虎**

(1956 年 3 月 10 日受理)

On the Late Mesozoic Movement in the Western Part of Hida Plateau, Part 1

(Geological Study in the Southern Mountainland of Arashimadaké, Fukui Prefecture)

Masatora Kawai

(Abstract)

(1) The rocks occuring in the area are the Hida gneiss and Isé metamorphic rocks (cystalline schist, calcareous rock, peridotite-serpentine, gneissose dykes and crystalline limestone), the Gotlandian Kamianama group, the Carboniferous Ashidani formation, the Permo-Carboniferous Kumokawa, Fujikuradani, Haibōshigawa and Ozawa formations, the Permian Nojiri and Magatoji formations, the spilite and the Konogidani conglomerate bed of unknown Palaeozoic, the Samondaké formation of Pre-Tetori age, the Jurasso-Cretaceous Tetori group, the Cretaceous Omodani rhyolites and Motodo formation (Inkstone group ?), the metadiorite-metagabbro, quartz diorite, diorites and various dykes of Late Cretaceous or Early Tertiary age, and the Nishitani rhyolite and andesites of Tertiary.

(2) The stratigraphic succession of the Tetori group in the district is shown in the following tabele.

(Uppermost Cretaceous-……Omodani rhyolites

conformity

Tetori group

Akaiwa subgroup

Upper…Heikedaké formation (Upper Cretaceous)
- Saruzuka conglomerate member
- Urushidani coal-bearing member
- Hinotani volcanic conglomerate member

unconformity

Lower (Lower Cretaceous) ……Nochino conglomerate member

conformity ?

Itoshiro subgroup (Upper Jurassic-Lower Cretaceous)
- Ittsuki shale member
- Kakunomaesaka alternation member
- Dōsaiyama conglomerate member

unconformity

Kuzuryū subgroup (Middle Jurassic-Upper Jurassic)

Shimoanama formation
- Yambarazaka alternation member
- Kaizara shale member
- Kamiwakōgo conglomerate member

conformity ?

Arashimadani formation
- Shimowakōgo alternation member
- Shimoyama conglomerate member

sliding

Basement: Hida gneiss

* 日本地質学会年会において 1954 年および 1956 年に講演したものを含む.

** 地質調査所地質部

(3) There are two thrusts, named the Ōnō and Isé thrusts, which run nearly from east to west in the median part of the district. The Isé metamorphic rocks, Palaeozoic rocks (Kamianama group, Ashidani, Nojiri, Magatoji, Kumokawa, Fujikuradani formations, spilite and Konogidani conglomerate bed) and Motodo formation of the median part advanced towards the South from the North, and formed the Decken structure above the Tetori group, Samondaké formation and Palaeozoic rocks (Ozawa and Haibōshigawa formations) by the Ōnō and Isé thrusts.

Many low-angled faults which accompany the two thrusts divide each rocks of the mass of the Decken structure.

(4) The Hida gneiss exposed near Tandoguchi along the core of the anticlinorium of the Tetori group shows an anticlinal structure. The axis of the anticline runs nearly from westnorthwest to east-southeast, and pitches to the east.

(5) The Late Mesozoic movement began with the deposition of the Kuzuryū subgroup (Lower Tetori group). The development of the movement has been carried out through several stages during the Period of the Tetori group. The strongest disturbance took place at the Epoch of the Middle Akaiwa subgroup. The last stage was after effusion of the Omodani rhyolites and before as the Nishitani rhyolite.

Ⅰ. はじめに
Ⅱ. 地質概説
Ⅲ. 地質構造
Ⅳ. 後期中生代の地殻変動
Ⅴ. 結論

Ⅰ. はじめに

この研究は，地質調査所事業の5万分の1「荒島岳図巾」で行つた。図巾調査は，平山健・山田直利両技官の協力によつた。調査において，京都大学松下進教授から未発表の資料を，金沢大学尾崎金右衛門教授から上穴馬村の古生界の資料をいただいた。金沢大学学生加藤誠氏には，一部において協力をうけた。化石の鑑定には，資源科学研究所鈴木好一博士・東京大学大久保雅弘氏・地質調査所蟻見博・水野篤行・井上正昭諸技官をわずらわせた。埼玉大学中坂一郎教授・東京教育大学藤本治義教授・九州大学松本達郎教授ならびに飛騨山地地質研究グループの方々から，多くの有益なる御助言をいただいた。また面谷流紋岩類の鑑定に，東京教育大学柴田秀賢教授・九州大学冨田達教授ならびに唐木田芳文氏の御援助をうけた。上記の方々に，心から御礼を申上げる。

Ⅱ. 地質概説

Ⅱ・1. 変成岩類

飛騨片麻岩類:* 黒雲母—角閃石片麻岩と角閃岩とを主体とする片麻岩類と，結晶質石灰岩（一部珪質石灰岩）とからなる。谷戸口（タンドグチ）から西方に連なり，手取層群の基盤をなす。

伊勢変成岩類:** 結晶片岩（緑色片岩・黒色片岩および輝緑凝灰質岩石）・石灰質岩石を主体とし，片麻状の斑糲岩・閃緑岩および半花崗岩の岩脈と，結晶質石灰岩を挟有する。橄欖岩—蛇紋岩は，後期の貫入と思われるが，これらの岩石と密接に伴うので，これに一括した。

Ⅱ・2. 古生界

上穴馬層群:*** 輝緑凝灰岩と石灰岩とからなる。石灰岩には *Favosites* cfr. *baculoides* (Babr)**** 等を含

---

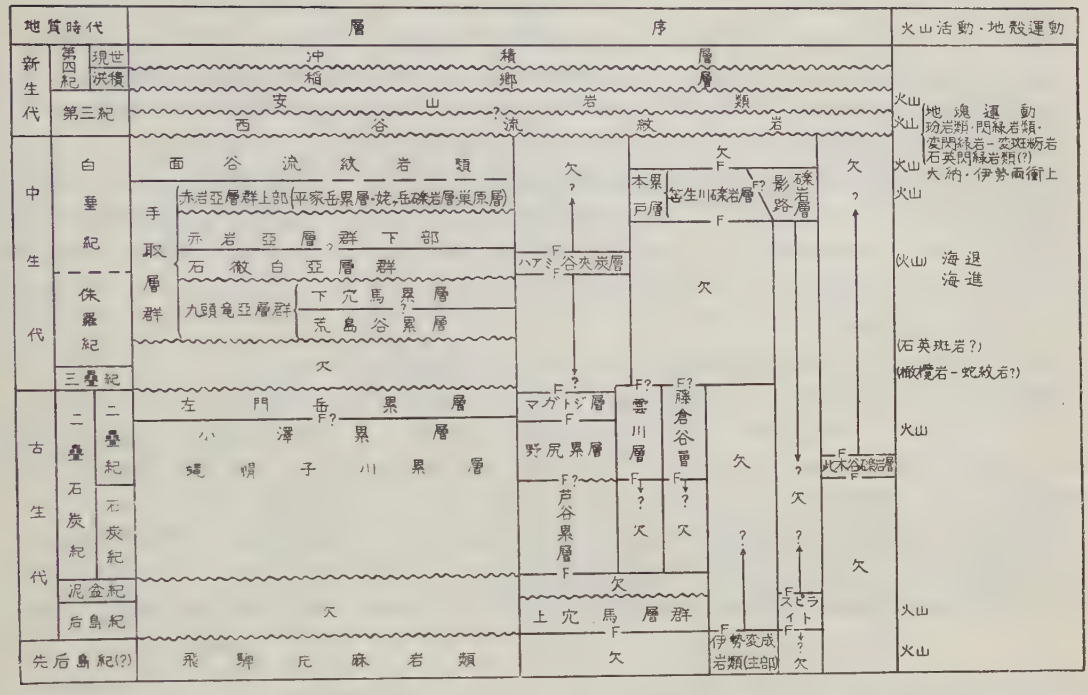
* 有田忠雄[1]，堀 純郎・堀内文夫[9] の研究がある。

** 石岡孝吉の研究[15]がある。かつて非変成の古生層で，先ゴトランド系と考えられたものを伊勢層群とよんだ[14][20]。ここでは伊勢層群の一部は変成岩類中に含まれるものと考え，伊勢変成岩類とよぶ。

*** 石岡孝吉・亀井節夫[14]によつて発見された。その後尾崎金右衛門等[3] によつて研究されている。

**** 大久保雅弘鑑定。

第１表　荒島岳南方山地の層序区分表



む。３ヶ所に分れて，分布するほかに，中伊勢北方の Bryozoa 石灰岩の小岩体および下伊勢東方の伊勢川川畔の黒色石灰岩の小岩体は，本層群のものと思われる。本層群は，中部地域で，伊勢変成岩類および他の古生界と共に，デッケン構造によつて基盤の上にのつている。ゴトランド系。

芦谷累層：片状砂岩と黒色千枚岩層とを一括した。黒色千枚岩には石灰岩と礫岩とを挟む。尾崎[3]は芦谷から，小林[25]は伊勢峠から *Fusulinella* を発見し，石炭系の存在を確認した。

野尻累層とマガトジ層：野尻累層*は，下から大谷礫岩・米俵輝緑凝灰岩および小椋(コムクダニ)谷粘板岩層に区分される。大谷礫岩に挟まれた石灰岩から，尾崎等[3]は *Triticites* および *Schwagerina* 等を発見し，筆者は転石から *Schwagerina japonica* Gümbel** を採集した。大谷礫岩層は，恐らく古期の岩石を不整合に覆つたものであろう。が，ただし，構造運動によつて一部に古期の石灰岩を取り込んでいる疑いもある。米俵輝緑凝灰岩層の最下部の石灰岩から *Schubertella*? sp.*** を発見した。輝緑凝灰岩は，場所によつては著しく変質し，秋生の西方では緑色片岩化することもある。小椋谷粘板岩の下部の石灰岩から *Lyttonia* 其他の化石**** を産する。マガトジ層は砂岩・輝緑凝灰岩および石灰岩からなる。上伊勢南部に分布し，石灰岩から *Yabeina katoi* Ozawa† を産する。両層共に二畳系で，デッケン構造によつて基盤の上にのる。

藤倉谷層と雲川層：藤倉谷層は，藤倉谷附近に分布し，衙百合石灰岩を主体とする。雲川層は雲川流域に分布し，黒色千枚岩ないし千枚岩質粘板岩を主体とする。両層共に，野尻累層の西方延長部と見られる。何れも時代を示す化石を産しない。共にデッケン構造を形成する岩体の一員である

蝙蝠子川累層と小沢累層：蝙蝠子川流域に分布する蝙蝠子川累層は下から，赤岩チャート層と黒谷粘板岩層とに(ハイボシガ)

---

* 尾崎等によつて詳細に研究されている[3)65)]．

** 大久保雅弘鑑定．

*** 大久保雅弘鑑定．

**** 早坂一郎・松尾秀邦[7)]は化石を鑑定し，上部二畳系に属することを明らかにした．

† 礒見博鑑定，化石の最初の発見者は前田四郎 (1955) である．

分けられる。これと断層関係にある小沢累層は，下からカタヒラ谷砂岩・ノボリ谷粘板岩・細ガ谷凝緑凝灰岩（含石灰岩）およびニゴミ谷砂岩層からなる。何れも本地域南西部の基盤をなす。化石を産しない。

スピライト:* 米倉西方に露出し，橄欖石玄武岩—橄欖石輝石玄武岩に属し，場所により多少岩質を異にする。地質構造から上穴馬層群と近縁であるが，デッケン構造をする岩体の一部であり，詳細には検討を要する。

此木谷礫岩層: 大納御上に沿つて，此木谷から西にのびる礫岩ないし凝灰角礫岩層である。大谷礫岩に似るが，石灰岩礫がなく，桃色の花崗岩を含む点が異る。時代未詳。ここでは仮に，古生界として扱つた。

左門岳累層: 南部地域に広く分布し，低角度の断層で，蛾帽子川累層と接する。従来手取統とされていた。下から魚坂峠砂岩礫岩・久沢粘板岩および迫谷砂岩礫岩層に分けられる。礫岩は，粘板岩の角礫を多量に含み，砂岩に移化する。粘板岩は千枚岩質のこともある。本累層の岩石は，珪化作用をうけていることが多い。化石は未発見である。先石徹白亜層群であるが，ここでは仮に古生界においた。

Ⅱ・3. 手取層群

本地域の手取層群は，赤岩亜層群の中部を欠除する。第2表に手取層群の層序**を示す。

九頭竜亜層群: 下から荒島谷および下穴馬累層に2分される。荒島谷累層は，下山礫岩および下若生子互層からなる。下穴馬累層は，上若生子礫岩・貝皿頁岩および山原坂互層からなる。上若生子礫岩は，場所によつて巨礫岩（径 40 cm）のことや含礫砂岩質（鶏卵大）となり岩質が本亜層群は多少変化する。下若生子互層と上若生子礫岩層との間は，一般に整合であるが，局部的には不整合の疑いもある。海成層を主とする。

石徹白亜層群: 本亜層群は九頭竜亜層群を不整合***に覆い，道済山礫岩・角野前坂互層および伊月頁岩層からなる。道済山礫岩層は，下部は基底礫岩で，中部には砂岩や頁岩が増し，上部では再び礫岩が増す。中部****から *Corbicula* (*Mesocorbicula*) *tetoriensis* KOBAYASHI & SUZUKI 等の非海棲介化石と共に *Trigonioides* [*Nakamuranaia*?]† を産したことは注目に値する。上記の様に，本礫岩層は3分されるが，本地域では地層の擾乱が甚しく，全域に亘つて，それぞれの追跡ができなかつたので道済山礫岩層として一括した。本層は，前田[43][44][47]の山原巨礫岩・葦谷砂岩頁岩および大淵礫岩層を一括したものである。角野前坂互層は，いわゆる手取植物群を多産する。伊月頁岩層は，従来非海棲介化石を多産することが知られていた地層である。

赤岩亜層群下部: 本地

第2表 手取層群の層序表

調査地	下穴馬村大納—西谷村小澤	下穴馬村谷戸口—石徹白村三面	上穴馬村面谷—全村久澤	地殻変動
被覆岩類	西谷流紋岩	安山岩類		変動の段階
白堊系	（流紋岩？）	面谷流紋岩類 500+		Ⅶ 中生代地殻変動の終末期
白堊系 赤岩亜層群 上部	姥ヶ岳礫岩層	平家岳累層 30-120		Ⅵb
白堊系 赤岩亜層群 中部				Ⅵa
白堊系 赤岩亜層群 下部		後野礫岩層 350+		Ⅴ 手取層群の主要褶曲生成期
白堊系 石徹白層群		伊月頁岩層 80-100 角野前坂互層 80-100		Ⅳb Ⅳa
侏羅系 上部	道済山礫岩層	道済山礫岩層320-460	道済山礫岩層	Ⅲb
侏羅系 上部 九頭竜亜層群 下穴馬累層		山原坂互層 43-150		Ⅲa
侏羅系 上部 九頭竜亜層群 下穴馬累層	貝皿頁岩層 上若生子礫岩層	200-300 ？ 230-250		Ⅱ
侏羅系 中部 荒島谷累層	下若生子互層	300-400		
侏羅系 中部 荒島谷累層	下山礫岩層	0-300		Ⅰ
侏羅系 下部				
基盤	姥ヶ岳礫岩層の基盤 小澤累層 石徹白亜層群の基盤 貝皿頁岩層 九頭竜亜層群の基盤 不明	飛騨片麻岩類	左門岳累層	

* 上穴馬層群より古期と考えられたことがある[14].

** 筆者は 1954 年[19]の地層名を一部変更した.

*** 上田及び松尾は，この不整合を発見し，九頭竜亜層群を下山層群，石徹白亜層群を伊月層群とよんだ[74].

**** *Corbicula* (*Mesocorbicula*) *amagashiraensis* KOB. & SUZ. と同層準[27][33].

† この産出は，赤岩亜層群からのみといわれていた[48].

域には，後野礫岩層が分布する。伊月頁岩層との関係は整合と思われるが，地層が擾乱されているので正確なことは不明である。本亜層群の中部は欠除する。

赤岩亜層群上部*：平家岳累層は，左門岳累層を不整合に覆い，平家岳周辺に分布する。下から日ノ谷火山円礫岩 (8·5～30 m)・漆谷炭層 (10～50 m) および猿塚礫岩層 (80 m) に区分される。日ノ谷火山円礫岩は，石英斑岩と安山岩との礫が相半ばし，流紋岩質ないし安山岩質物で充填される火山円礫岩，ないし流紋岩質凝灰角礫岩からなる。漆谷炭層は，厚さ約 1 m の炭層を挟むもので，炭質頁岩から *Podozamites* cfr. *Griesbachi* (Seward) および *Sequoia* sp. を産する。猿塚礫岩層は，珪岩および流紋岩の亜角礫を主とする礫岩にとみ，流紋岩を多く挟む。姥ヶ岳礫岩層は，小沢累層を不整合に覆い，姥ヶ岳中腹に分布し，一部は伊勢領上に沿つて細長く取り込まれる。礫岩は，珪岩の亜角礫を多量に含み，猿塚礫岩層のものに似る。姥ヶ岳礫岩層の西方の延長部に当るものが，地域外にある小林[25]の巣原層である。姥ヶ岳礫岩層のものと同様の礫岩のほかに砂岩や頁岩が増す。巣原層の東西両翼は，逆断層で野尻累層の小糸谷粗粒岩層が接する。筆者は，野尻累層の地窓から巣原層が現われていると考える。上記の各層は，上部白亜系に属するので，ここでは仮に赤岩亜層群に含めた。

ハアミ谷炭層：** 下伊勢のハアミ谷奥に，地窓から現われる。頁岩を主とし，細粒砂岩・炭質頁岩および粗悪な炭層を伴う。炭質頁岩から Cfr. *Podozamites lanceolatus* (Lind. & Hut.) らしいもの等を産する。手取層群の一員と推定される。

I・4. 面谷流紋岩類***

主として角礫質で，流理構造の著しい岩石からなる。漆谷奥では，猿塚礫岩層の上位に整合する。しばしば，平家岳累層を捕獲する。後野北方（域外）では，流理構造が，著しい小褶曲によつて擾乱される。褶曲の傾向は，後野礫岩層の地質構造と調和的であり，かつ，平家岳累層の捕獲された岩体の褶曲とも調和し，流理構造の傾斜の甚しいところは 75° 内外におよぶこともまれでない。

I・5. 本戸累層****（硯石層群？）

本戸累層は，テッケン構造を形成する岩体の一員である。影路礫岩層と笹生川礫岩層に分けられる。野尻累層との関係は，断層が推定されるが，堆積当時は不整合と思われる。本層の地質時代はなお検討を要する。

影路礫岩層：京域の本戸累層の全部と，西域の北部に狭く分布する。一部に凝灰角礫質のことがある。花崗岩・千枚岩，まれに石灰岩礫を含み，礫が大きく，時に径 40 cm におよび，一般に砂質である点が，笹生川礫岩層と異る。しかし此木谷礫岩層とはよく類似する。

笹生川礫岩層：アズキ色を呈し，凝灰質で，硯石層群に似る。上部に石灰岩礫を含む部分がある。小林[25]は石灰岩礫から *Yabeina* sp. を発見した。影路礫岩層とは断層で接する。

I・6. 白亜紀末ないし第三紀初頭の火成岩

白亜紀末から，第三紀初頭にかけて，貫入したものに，変閃緑岩―変斑糲岩・石英閃緑岩・閃緑岩類および脈岩類がある。これらの内の小岩体は，地質図から省略した。

変閃緑岩―変斑糲岩：伊勢川流域に点在して，岩頸をなす。場所によつて岩質が不均質である。道谷山礫岩層と伊勢変成岩類とを貫く。従つて伊勢領上の生成後に貫入したことが明らかである。南北性断層と関係が深い。

石英閃緑岩：北西部に分布する。飛騨片麻岩類を貫き，種々の岩脈によつて貫かれる。また安山岩類によつて不整合に覆われる。閃緑岩類および手取層群との関係は詳らかではない。ここでは仮に白亜紀―第三紀としたが手取層群より古期に貫入した可能性もある。

閃緑岩類：北部の九頭竜川畔および南西部の分水嶺に分布する。何れも場所によつて岩質が多少異る。北部のものは，主に黒雲母角閃石閃緑岩で，南西部のものは，閃緑玢岩質岩石である。このほかに，上伊勢のマガトジ

* 地域的に見て，本域の赤岩亜層群上部は，松尾の足羽層群[52)54)]の延長部のものと考えられる．

** 本層はハアミ谷奥のみで認められるにすぎないので，ハアミ谷炭層とよぶ．従来ハアミ谷結晶片岩[20)]とよばれたものは伊勢変成岩類として取扱つた．

*** 面谷流紋岩類のジルコン法による時代鑑定は，苗木型花崗岩貫入の直前である．

**** 筆者等[19)]が西谷累層とよんだもので，ここでは小林[25)]の命名に準じた．

層の北側に岩頸として現われる。これは地質図から省略した。

脈岩類: 閃緑岩質ないし斑糲岩質岩脈・角閃石玢岩・輝石玢岩ないし玢岩および斜長石玢岩に大別される。このうち，輝石玢岩―玢岩が最も普通で，斜長石玢岩はまれに貫入するに過ぎない。角閃石玢岩は，デッケン構造を形成する岩体の古生界には多いが，手取層群に貫入することは比較的に少い。

Ⅱ・7. 第三系

西谷流紋岩: 姥ケ岳周辺の安山岩類の下位に，わずかに現われるに過ぎない。流理構造は明瞭である。角礫質の部分がないから，両谷流紋岩類とは容易に区別される。安山岩類と共に，姥ケ岳礫岩層を不整合に覆い，西域の伊勢領上も被覆する。仙峯谷奥に見られる石英斑岩は西谷流紋岩と同時期(?)に貫入したものであるから，本岩に含めた。

安山岩類: 最も普通のものは，両輝石安山岩で，集塊岩ないし凝灰角礫岩を挟む。一部に橄欖石両輝石玄武岩がある。岩脈にも両種の岩石がある。橄欖石両輝石玄武岩は，比較的初期に属するものである。このほか平家層累層を被覆するものは，角礫質安山岩である。石英安山岩質である。

III. 地 質 構 造

本地域の地質構造は，極めて錯雑している。ここでは，基盤・手取層群およびデツケン構造を形成する岩体の地質構造，ならびにデツケン構造を形成する衝上とそれに伴う断層群とに分けて論述する。

Ⅲ・1. 基盤の地質構造*

飛騨片麻岩類の地質構造: 谷戸口附近の飛騨片麻岩塊は，手取層群の背斜部に露出している。片麻岩の片麻状構造や縞状構造，石灰岩の層理や縞状構造を，広範囲に亘つて調べると，手取層群の背斜構造と調和した背斜構造が見出される。そして背斜軸の南側では傾斜が北に転倒することがある。北側では，傾斜の転倒は見られず，局部的に小褶曲が現われる。背斜軸の東側では，走向が南北に近く，東に傾き，半ドーム状構造が現われる。すなわち，この背斜軸は，東に向つて沈む。

片麻岩塊の南限は，北に 70～75° で傾く逆断層である。玢岩の貫入によつて，常に断層面の確認が妨げられるが，真名川川床の断層面に貫入した玢岩(厚さ数 m)の直ぐ南側の手取層群の走向は N65°～70°W で，傾斜は 70～75°N であつた。ここでは頁岩が千枚岩化し，かつ断層面に接近した片麻岩の片麻状構造の走向および傾斜が，上述の手取層群の走向・傾斜と一致し，逆転層を示す。片麻岩の北限は，手取層群の分布から見ると不整合的である。北限に沿つた手取層群の岩石は，しばしば，圧砕されて，ミローナイト化している。従つて，片麻岩の北限は，手取層群との間の不整合面に沿つて上つたもので，正断層の関係にある。

蟲峠子川累層と小沢累層との地質構造: 両累層は何れも WNW—ESE の軸によつて，小褶曲をくり返している。しかし全体として見ると，北傾斜である。両累層を分つ NNE—SSW の方向の断層は，伊勢衝上によつて断たれているから，大規模な地殻変動の最終の段階より古期のものに属する。蟲峠子川累層は，WNW—ESE の方向の北に傾く断層によつて2分されている。この断層は上述の NNE—SSW 方向の断層より古い。

左門岳累層の地質構造: 本地域の南部において，左門岳累層中の最も広く分布するものは，WNW—ESE の褶曲軸によつて擾乱されている。ほぼ，中央部に一大向斜構造が形成され，その南側には，これとほぼ並行する背斜構造がある。この岩体の南限は，北に傾く比較的低角度の断層で，蟲峠子川累層と接する。このほか，点々と小規模に分布する左門岳累層は，上述の褶曲軸と並行する，小褶曲が見られ，蟲峠子川累層との関係は，場所によつて整合的なことや不整合的のことがある。南方の岐

* この地質構造の解明には，山田および加藤の努力が大きい[75]。

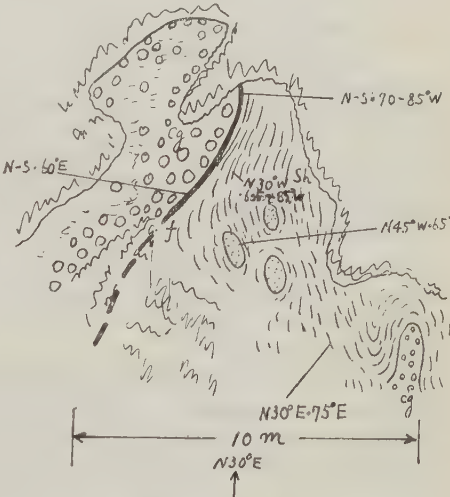
阜県側では，大河原において広く分布する厚いチャート層の一部が，左門岳累層に取り囲まれることがある。この事実は，北からの圧迫によつて，これらの地層間に多くの低角度断層を生じたものと解釈される。すなわち，本累層は，蠅帽子川累層とは常に低角度断層によつて接する。

Ⅲ・2.　手取層群の地質構造

手取層群は，各層の追跡によつて，その地質構造が明らかとなつた。すなわち，谷戸口片麻岩塊の中軸部を通り，片麻岩の背斜構造とほぼ一致する一大背斜構造が形成される。そして東に向つて沈むために，軸部の東側にはいろいろの方向の小褶曲が現われている。背斜軸の北東側では，域外において向斜構造が見られ(一部では半盆地状構造がある)，南側では向斜および背斜構造によつて，地層が繰返されながら，全体として南に傾く。そして，中央部で東西にのびるデツケン構造を形成する岩体に覆われ，さらにその東縁の一部には，石徹白亜層群が現われる。九頭竜亜層群は，葛葉川下流附近にわずかに現われるものを除いて，伊勢衝上の南方には認められない。注目に値することは，真名川流域における褶曲軸は北に傾く，比較的に規模の大きい逆転構造をしていることである。これらの逆転した褶曲軸は単一のものでなく，多くの小褶曲のくり返しで表現されている。これらは東にすすみ，大納川下流附近では，転倒が見られず，正常に復す。また，手取層群は大納衝上に接近するにつれ，はげしく擾乱し，頁岩が千枚岩化することがあると共に，岩体内部においても，しばしばこれによる断層を生じている。第2図は黒当戸南方の道済山礫岩層中に見られる断層である。以上の擾乱は，赤岩亜層群の下部までのものである。赤岩亜層群上部のものは，趣きを異にする。すなわち，局部的には甚しい擾乱を受けるが，全体としては，殆んど水平に近い分布を示し，かつ岩石の硬化の程度も，下位のものに比較して，一般に低い。赤岩亜層群下部より下位に属するものは，このはげしい褶曲と共に，断層群のために切断されて，多くの地塊に分れている。

Ⅲ・3.　デツケン構造を形成する岩体の地質構造

野尻累層は，小椋谷粘板岩層の中軸部において，南に転倒する一大向斜構造を形成している。転倒の程度は，中軸部で甚しく，野尻累層の南限近くでは著しくない。上穴馬層群の分布と地層の傾斜は，この向斜軸に対して対称的であり，かつ傾斜は中軸部に向う。芦谷累層も同じ関係にある。ただし芦谷累層の南翼のものは，伊勢峠の石灰岩の小岩体だけである。この対称的である事実は，上穴馬層群および芦谷累層の地質構造も，全体として，上述の向斜構造に支配されていることを暗示する。伊勢変成岩類は，分布も傾斜も対称的であるが，傾斜方向が中軸部に対して外側に向う。従つて，これに関しては，背斜構造の存在が暗示される。その反面に，小褶曲をくり返すことを考慮すると，向斜構造ではないと断定もできぬ。このほか，向斜軸の南側には，スピライトおよびマガトジ層があり，北側には此木谷礫岩層がある。スピライトは，構造的に上穴馬層群に近縁的であるから，考慮の外におく，此木谷礫岩層とマガトジ層とは対比を別とすれば，向斜軸に対して対称的で，傾斜も軸の方向に傾く。藤倉谷



第2図　道済山礫岩層中に見られる地層間の辷り（断層）

Sh: 黒色頁岩(千枚岩質粘板岩化)　｝道済山礫岩層
Cg: 礫　　岩
f: 断層面，粘土 0～7 cm
位置: 黒当戸南方の道路傍

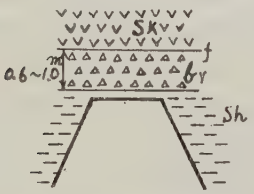
および雲川層は，向斜軸の北側にあつて，全体としては，向斜軸の方向に傾く。本戸累層は，この向斜構造とは無関係の地質構造を形成し，小褶曲と小断層で擾乱されるが，全体としては南に傾く。

Ⅲ・4. 衝上断層とこれに伴う断層群

中央部の古生界を主体とする岩体の南北両縁は断層である。この北限のものを大納衝上・南限のものを伊勢衝上とよぶ。筆者は，この両衝上によつて，この岩体はデツケン構造を形成していると判定した。その根拠は，両衝上は，比較的に低角度で，北側のものは南に，南側のものは北に傾く断層面をもち，かつ，ハアミ谷夾炭層はこれらの岩体の地窓から現われると考えるためである。

両衝上ならびに，これに伴う断層群の性質をのべ，この判定の根拠を示す。

大納衝上*: 大納衝上を追跡すれば，諸所に E—W・65～80°S の断層面が認められ，一見すると逆断層の如くである。しかし，しばしば緩傾斜の露頭が認められる。藤倉谷奥の川沿いで比較的に緩い断層面を確認した。ここでは N 55°E・40～50°S の断層である。第3図には藤倉谷の中竜鉱山坑口で認めた断層面を示した，ここでは水平に近い。藤倉谷層の南側には，手取層群が僅かながら分布し，中竜鉱山坑内の一部では，北から藤倉谷層の石灰岩・手取層群の礫岩および頁岩が順次に南に傾斜し，あたかも不整合関係を示す如き順序で重なる。この石灰岩と礫岩，および礫岩と頁岩との間には，それぞれ，N 80°E・50°±S および N 60°E・35°S の断層があり，中竜鉱山では大納南衝上とよんでいる。この断層は，見掛上は正断層であるが，衝上面が部分的に逆転するものである。第4図は道済山南斜面で見られる断層の見取図である。この図に見られる様に，衝上面は不規則な曲面をすることもあり，正断層や逆断層では考えられない現象を示す。逆にいえば，種々の断層面であることが衝上である可能性を示すのである。



第3図 中竜鉱山の通洞入口に見られる大納衝上

Sh: 黒色頁岩（貝皿頁岩層）
br: 断層角礫(厚さ60～100 cm)
Sk: スカルン（藤倉谷層）
f: 断層面, N 85°E・30～40°S
位置: 中竜鉱山選鉱場南方の零米坑通洞入口
説明 この通洞直上に衝上面を確認するが，南に向つて，約80m奥の零米坑まで，黒色頁岩が連続し，藤倉谷層がでない．少く共この間では，断層面は全体として水平に近い．N 85°E，30～40°S の断層面は局部的の傾斜を示すに過ぎない．

伊勢衝上**: 伊勢衝上は，伊勢峠から東部のものは緩く伊勢峠から西部のものは急傾斜で北に傾く。中伊勢北方の伊勢変成岩類の南限では，走向がほぼ東西で，北に 30～35° で傾く断層面を認めた。その断層面より少し西側の小沢では，伊勢変成岩類と魚坂峠砂岩礫岩層との間に，上穴馬層群のものに似た Bryozoa 石灰岩の小岩体が存在し，衝上断層の存在を暗示する。

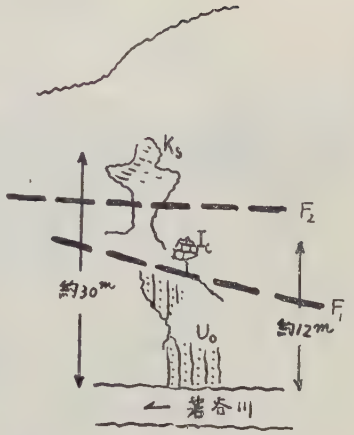
第5図は中伊勢に見られる伊勢変成岩類のクリツペの見取図である。中央部の古期の岩類の南限は，これによつて衝上断層であることは確実である。下伊勢の東方の，相接近して分布する諸岩石の関係は，幾つかの衝上断層によつてよく説明される。第6図 (a) はこの附近の地質図で，(b)・(c) は上穴馬層群 (?) の石灰岩と周囲の岩石との関係を示すものである。

伊勢峠の西方の断層は急傾斜であるが，やはり衝上と考えられる。断層線に沿つて，姥ケ岳礫岩層が細長く取り込まれるが，その南方の礫岩は姥ケ岳中腹に分布して，この断層に沿つた部分のものに限り落ち込んでいる。これを地塊運動によつたものとは考え難い。この断層の西の延長線の北側(域外)に分布する巣原層は，その東西両限は逆断層の関係で野尻累層と接する。姥ケ岳礫岩層と巣原層は，この断層の両側に相対していて，両層の間にはほとんど断層の落差による影響が見られない。換言す

* この衝上については，堀および堀内の研究[9]がある．
** 岡山は地形学上からこの断層の存在を予想し，笹生川断層とよんだ[62]．

第4図　道済山南斜面の藤倉谷層のクリッペと手取層群との断層関係の見取図

sh：黒色頁岩(貝皿頁岩層)}手取層群
ls：石　　灰　　岩　　}藤倉谷層
f_1：断層面，断層粘土を認めず，N 10°E・65°W
f_2：〃　，　〃　，N 55°E・25°S
場所：黒当戸黒谷奥の枝沢



第5図　中伊勢南方の伊勢変成岩類のクリッペ
(自家発電所跡よりクリッペをのぞむ)

Ks：黒色粘板岩（久沢粘板岩層）
U_0：含礫砂岩(魚坂峠砂岩礫岩層)（直立層）
Ic：石灰質岩石(伊勢変成岩類)，小川に上から転石として多数の石が落ちている．
F_1：伊勢衝上（断層面の推定　E—W 30～50° S）
F_2：断層（NNW—SSE）
場所：中伊勢南方の若谷入口
西から東をのぞむ．

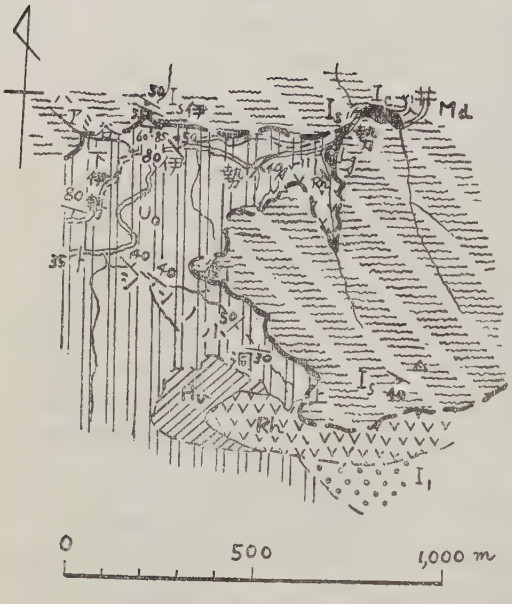
れば，姥ケ岳礫岩層と野尻累層との間の断層による落差は，野尻累層と巣原層との間の断層による落差で打消されている。もし，伊勢峠から西方の断層が，地塊運動によつて生じた断層とすれば，巣原層と野尻累層とを劃する断層の大きも，ほぼ同じ位の規模のものである。しかるに巣原層は，野尻累層の小椋谷粘板岩層によつて，その周りを取り囲まれて分布し，このような大断層は存在しない。すなわち，伊勢峠から西方の断層は，伊勢衝上の延長部で，たまたま急斜する部分である。

両衝上に伴う断層群：両衝上に伴う断層は多くの場合に低角度である。芦谷累層と此木谷礫岩層との間は断層が確認される。これを第7図に示した。

野尻累層は，大谷礫岩層を下限とし，この礫岩がよく連続性を示すことから見て，古期の岩石を不整合に覆つて堆積したものであろう。しかし，大谷礫岩層は，九頭竜川川岸では一部が欠除する。また米俵西方山地では，約 50 cm の角礫を伴う N 70°E・35°N の断層によつて，大谷礫岩層とスピライトが接することがある。これらの事実から，野尻累層は，不整合面において辷つたもので，現在は他の岩石と断層関係にあると考えられる。伊勢変成岩類の分布地域内に現われるハアミ谷炭層は，南限では E—W・30～35°S の断層で，上位に石灰質岩石がのつており，北側の結晶片岩は急斜面をなす山腹の高所に分布する。これらの事実は，衝上に伴つて，各地層相互の間では辷りによつて低角度の断層が生じたことを物語る。

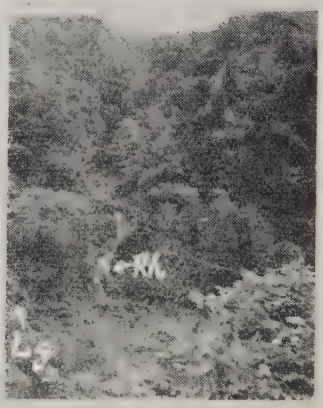
デツケン構造と，各層の重なり：北側の大納衝上は南に，南側の伊勢衝上は北に傾き，共に低角度であること，巣原層およびハアミ谷炭層が古期岩類の下位にあることを併せて考えると，この中央

第6図 下伊勢東方の諸岩類の関係



変閃緑岩-変斑糲岩
面谷流紋岩類
平家岳累層
道洛山礫岩層
魚坂峠砂岩礫岩層
石灰岩 (上穴馬層群?)
石灰質岩石
結晶片岩

第6図 (a) 下伊勢東方の地質図



第6図 (b) 露頭写真
(伊勢川北岸より南を望む)

第6図 (c) 見 取 図
(伊勢川北岸より南を望む)

Rh: 流紋岩 (面谷流紋岩類)
U_0: 含礫砂岩 (魚坂峠砂岩礫岩層)
Lg: 黒色石灰岩 (上穴馬層群?)
Is: 緑色片岩 (伊勢変成岩類)
F_1, F_2: 推定断層
B: 境界線 (不整合面)

の整合関係，ならびに下伊勢東方の諸岩類の関係 (第6図の説明参照) から，著しい地殻変動の終了部の古生界とそれに伴う地層は，デツケン構造を形成することは明らかである。なお，域外の西南西の徳山村には二畳系の石灰岩と輝緑凝灰岩の衝上があり，また伊吹山の石灰岩[26]もデツケン構造をつくるといわれる。

デツケン構造を形成する岩体は，多くの低角度断層によつて覆瓦構造がなされていると推定される。仮に上から剝ぎ取るとすれば，次の順になる。すなわち，本戸累層・野尻累層 (藤倉谷および雲川層)・伊勢変成岩類・上穴馬層群 (スピライト)・芦谷累層・マガトジ層および此木谷礫岩層である。或は，この一部が入れ代るかも知れない。

IV. 後期中生代の地殻変動*

IV・1. 地殻変動終了の時期

デツケン構造の生成の時期は，姥ケ岳礫岩層を伊勢衝上が取り込むことから，この礫岩の堆積後である。面谷流紋岩類の流理構造の褶曲，姥ケ岳礫岩層と岩質が似る平家岳累層と面谷流紋岩類との

* 小沢儀明による中生代末の地殻運動[66][67][68]を表現する衝上，小林貞一の大賀造山運動[28][36]を示す大賀衝上の東方の延長部が，大納および伊勢両衝上に当る。

は，面谷流紋岩類の噴出後西谷流紋岩の噴出前であることは明らかである。

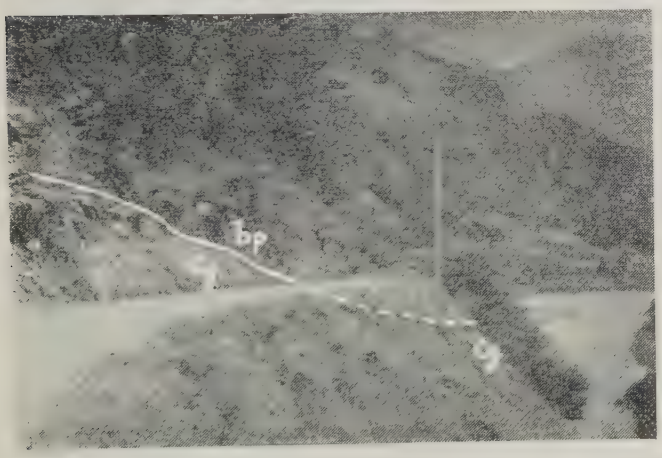
Ⅳ・2. 地殻変動の諸段階の検討

後期中生代の地殻変動の諸段階をとらえるためには，手取層群堆積中の異常性を調べなければならぬ。筆者は，手取層群の堆積自体が，後期中生代の地殻変動によるものと解釈して，次のように段階を分けた（第2表参照）。

段階 (1)：荒島谷累層の堆積によつて示される，九頭竜亜層群堆積前に陸化されていたものが，沈降を開始して，下山礫岩層の岩質に示される堆積環境の下におかれた。すなわち，現地性の片麻岩の風化物の堆積から，著しい片麻岩や花崗岩等の巨礫を有する礫岩，漸次に礫の大きさを減少して，下若生子互層に漸移して，下若生子互層を堆積させた。

段階 (2)：下六郎累層の堆積によつて示される，下若生子互層の静穏な状態から，顕著な巨礫岩を含む上若生子礫岩層を堆積させる状態に移つた。片麻岩や花崗岩の礫が目立つている。そして比較的急に静穏な貝皿層および山原坂互層の堆積に移る。

第7図　九頭竜川畔に見られる芦谷累層と此木谷礫岩層とつ間つ断層

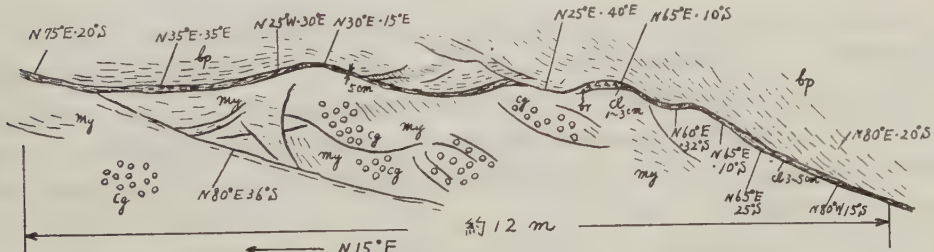


(a) 露　　頭

cg: 礫　　岩　｝此木谷礫岩層
bp: 黒色千枚岩　｝芦谷累層
白線は断層，礫岩は道路の約3m下から水面まで連なる．
下方は九頭竜川

段階 (3)：(a) 段階 (2) の後に局部的の陸化が行われたことが，不整合面の存在によつて明らかにされる。(b) 道済山礫岩層の堆積，とくに下部すなわち，前田[41)43)44)47)]による山原巨礫岩の堆積で示される時期をへて，やや静穏なる中部すなわち前田[41)43)44)47)]の葦谷砂岩頁岩層（本地域では礫岩が多い）になり，さらに上部すなわち前田[41)43)44)47)]の大淵礫岩層によつて示される粗粒な堆積の段階がある。これから角野前坂互層および伊月頁岩層によつて示される静穏な時期に移る。

段階 (4)：(a) 本地域では未だ知られないが，手取川上流において知られる不整合を生じた陸化の時期[45)]がある。(b) 本地域において見られる後



(b) 断　層　の　見　取　図

cg: 礫　質　部｝此木谷礫岩層
my: ミローナイト質｝
bp: 黒色千枚岩｝芦谷累層
cl: 断層粘土，厚さ 1～7 cm
br: 断層角礫，厚さ 0～10 cm

野礫岩層の堆積の開始から，その上位の地層を堆積させる時期に亘るものである。

段階 (1)～(4) に亘る間の，手取層群の下山礫岩層から後野礫岩に亘る各層の間の地質構造上の差異は，本地域ではそれ程目立たない。従つて推し被せ構造による地殻変動の影響は未だ直接的でなかつたと推定される。

段階 (5)：本地域に見られる赤岩亜層群中部の欠除は，本地域における陸化が著しいものであつたことを示す。この段階は，段階 (6) と一連のものか否か，本地域では確認すべき直接の資料がない。しかし，後野礫岩層以前の地層と赤岩亜層群上部のものの間には，岩石の硬化および地質構造上に顕著な差異が認められる。これによつて段階 (4)～(5) への期間は，手取層群の主要なる褶曲生成期であることが明らかである。すなわち，この期間において，谷戸口片麻岩塊の衝き上げと，推し被せ構造とによる手取層群の逆転構造が形成されたものである。

段階 (6)：(a) 平家岳累層ないし姥ケ岳礫岩層による赤岩亜層群上部の堆積の開始，安山岩や流紋岩の火山円礫岩ないし凝灰角礫岩の堆積から一部では局部的に漆谷夾炭層の堆積で示される比較的静穏，猿塚礫岩層によつて示される礫岩の堆積をへて，漸次，(b) 面谷流紋岩類による火山活動の激烈さに向う時期に連なる。

段階 (7)：中生代末における，いわゆる苗木—上松型[70][71]の花崗岩の貫入は，石英斑岩と密接なる関係があるといわれる。段階 (6) につづいて，この貫入があつたと予想される。伊勢衝上の生成の最終段階は，(6) の末期以後であることは既に述べた事実から確定的である。(7) の後であるか否かは，ここでは判定することができない。西谷流紋岩の地質時代は明らかでないが，恐らく第三紀初期のものであり，この噴出前において地殻運動は完全に終息している。

Ⅳ・3. 基盤の運動

谷戸口附近の飛騨片麻岩類は，明らかに手取層群の基盤である。この片麻岩の生成は，下山礫岩層に含まれる礫からみて，手取層群より古期において完了していた。手取層群の背斜構造と，片麻岩の地質構造が調和していることについて，同一の地殻変動によつて双方の背斜構造の生成を説明することは困難である。すなわち，片麻岩塊の背斜構造は，先手取層群において生成されていたと見られる。片麻岩は既に変質して剛体に近いから後期中生代の地殻変動によつては褶曲し難い状態にある。それ故，地殻変動に際して，背斜構造を形成していた部分の片麻岩塊が隆起したものであろう。この隆起によつて，片麻岩塊南側の手取層群の一部は逆転構造が形成された(地質断面図参照)。両者の関係は，推し被せ構造の初期の段階にある。

Ⅴ. 結　　論

多数の地質系統が錯雑する本地域の地質学的研究から，幾つかの新事実を見出した。

九頭竜亜層群は，その堆積輪廻を考慮することにより，2分される。その上半部も顕著なる礫岩から始まる。また石徹白亜層群の下部から *Trigonioides*〔*Nakamuranaia*?〕を産し，赤岩亜層群と近縁関係がある。平家岳累層は，*Podozamites* cfr. *Griesbachi* (Seward) と *Sequoia* sp. を産し，赤岩亜層群の上部に対比される。また面谷流紋岩類と整合関係にあることから，面谷流紋岩類の地質時代が白亜紀末期に噴出したことが判つた。

本地域の複雑なる地質構造を解明することによつて，後期中生代の地殻変動は，手取層群の堆積をもたらせ，あるいはこれを削剝し，7段階に大別された。第5の段階は赤岩亜層群の中部の時期で，手取層群を甚しく擾乱させ，複雑なる逆転構造を形成させた。この時期が最も激烈であつた。第6の段階では，面谷流紋岩類が噴出し，褶曲よりも寧ろ火山活動が旺盛であつた。続いて上松—苗木型と

大野市

福井縣大野郡

岐阜縣本巣郡

武儀郡

上穴馬村

荒島谷

荒島岳

中島

眞名川

上若生子

下若生子

根尾川上流

板東川上流

道濱山

左門岳

黒谷

0 1000 2000 3000 4000m

2,000m 1,000 Sea level

安山岩类 An

西谷流紋岩 Rn

閃緑岩类 Do

石英閃緑岩 Dp

変閃緑岩-変玻璃質岩 Mz

本戸累尺 Mo

面谷流紋岩类 Rh

平家岳累尺 Hv

姥ヶ岳礫岩尺 Uk

後野礫岩尺 Nc

伊月頁岩尺 I3

角野前坂亙尺 I2

道濱山礫岩尺 I1

山原坂亙尺 S3

貝皿頁岩尺 S2

上若生子礫岩尺 S1

下若生子亙尺 A2

下山礫岩尺 A1

ハアミ谷夾炭尺 Hc

迫谷砂岩礫岩尺 Sc

久沢粘板岩尺 Ks

奥坂峠砂岩礫岩尺 Uo

赤岩亙尺群 (上部 / 下部)

石徹白亙尺群

九頭竜亙尺群

下穴馬累尺

荒島谷累尺

左門岳累尺

手取尺群

凝灰岩 Hg | 石灰岩 LA | 結晶片岩 Is | 石灰質岩石 Ic | 橄欖岩蛇紋岩 Ip | 石灰岩 Ls | 輝緑凝灰岩 Gs | 石灰岩 Lg | 片状砂岩 Cs | 千枚岩 Cp | 礫岩 Cc | 石灰岩 Lc | 千枚岩 Ap | 石灰岩 La | 石灰岩 Lf | 千枚岩 Hp | 赤岩チャート Ac | 黒谷粘板岩 Ku | カタヒラ谷砂岩 Ka | ノボリ谷粘板岩 No | 細かな輝緑凝灰岩 (Ls) Ho | ニゴ谷砂岩 Ns | スピライト Sp | 大谷礫岩 Oc | 米俵輝緑凝灰岩 Ts | 小椋谷粘板岩 Qs | 石灰岩 Ln | 砂岩輝緑凝灰岩 Mk | 石灰岩 Lm | 石灰岩 Lk

変成岩類 | 伊勢変成岩類 | 上穴馬尺群 | 芦谷累尺 | 雲川尺 | 藤倉谷尺 | 蠅帽子川累尺 | 小沢累尺 | スピライト | 野尻累尺 | マガトジ尺 | 此木谷礫岩尺

第1図　荒島岳南方山地の地質図および断面図

称される花崗岩の貫入があつたと見られる。これが第7の段階である。古生界を主とする古期の岩類が，手取層群の上位にのつてデッケン構造を形成したことは，中生代末の変動によつたものである。その最終の時期は，第6の段階の後（白堊紀最新期頃）で，第三紀初期の西谷流紋岩の前である。上松—苗木型花崗岩は本域には現われないので，これとデッケン構造との関係は詳らかにできなかつた。赤岩亜層群と同時異相と考えられる本戸累層は，デッケン構造をつくる他の岩石と共に，北方から運ばれたものである。

参　考　文　献

1) 天野昌久・遠藤誠道 (1952)：大道谷植物化石について（要旨），地質雑，**58**, 682, p. 317.
2) 有田　忠雄 (1954)：飛騨山地北西部の片麻岩類（要旨），同上，**60**, 711.
3) 藤本　治義 (1953)：関東および中部地方（古生界シムポジューム演旨），同上，**59**, 693.
4) 福　井　県 (1955)：20 万分の1福井県地質図および同説明書.
5) 福井　三郎 (1945)：福井炭鉱調査報告，地質（地下資源協会），1.
6) 浜野　一彦 (1945)：中竜鉱山人形断層について，同上，1.
7) 半沢　正四郎・[illegible] (1951)：福井県大野郡上穴馬村野尻“小椋谷”産 Permian fossils について（予報）（要旨），地質雑，**57**, 670.
8) ひだぐるーぷ (1953)：ひだ変成帯団体研究，地球科学，13.
9) [illegible]・[illegible] (1942)：福井県中竜鉱山およびその附近の地質・鉱床，地質雑，**49**, 587.
10) 井尻　正二 (1936a)：福井県九頭竜川上流地方の地質，同上，**43**, 513.
11) ——— (1936b)：手取統産 Seymourites について，同上，**43**, 513.
12) 井尻正二・中村利仁 (1937)：福井県大野郡下穴馬村下山アンモナイト産地（手取統）に於て採取された植物化石，同上，**44**, 528.
13) 伊木常誠・山田邦彦 (1894)：旅中見聞鎖談続き（雑），同上，**I**, 11.
14) 石岡孝吉・亀井節夫 (1950)：福井県九頭竜川上流地方に於けるゴトランド紀層の発見（予報），同上，**56**, 653.
15) 石岡　孝吉 (1950)：福井県九頭竜川上流地方の結晶片岩（要旨），同上，**56**, 656.
16) Ishioka, K. (1953): On orbicular esbite from the Amō mine, Central Japan. *Jour. Earth. Sci. Nagoya Univ.* **I**, 1～2.
17) 河合　正虎 (1949)：成羽炭田の地質構造——特に大賀村附近に就いて，地質（地下資源協会），1.
18) ——— (1951)：岡山県成羽町附近の上部三畳系，日本三畳系の地質（地調報特別号）.
19) 河正合虎・今井　功・山田直利・加藤　誠・平山　健 (1954)：福井県大野郡荒島岳の周辺に分布する中生界の地質並に石英粗面岩類との関係について（要旨），地質雑，**60**, 711.
20) 亀井節夫・石岡孝吉・小林英夫・佐藤信次 (1951)：ひだ高原における古生層と変成岩類との関係，地質雑，**57**, 670.
21) 木村　達明 (1953)：手取統の植物群（要旨），同上，**59**, 694.
22) 木下　亀城 (1929)：福井県大野郡産の球状閃緑岩，地学雑，**41**, 480.
23) 清野　信雄 (1919)：福井県大野郡面谷鉱山調査報文，地調報，73.
24) 清島　信之 (1949)：越前炭鉱久沢地区調査報告，地質（地下資源協会），1.
25) 小林　　学 (1954)：福井県大野郡西谷村附近の地質，東京教育大学地鉱研究報告，3.
26) ——— (1955)：滋賀県伊吹山附近の地質，地質雑，**61**, 718, p. 346.
27) 小林　貞一 (1927)：手取統について，地質雑，**34**, 401.
28) ——— (1931)：層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動，同上，**38**, 458.

29) 小林 貞一 (1935a): 西南日本地帯構造と中生代古地理に関する一考証 (其の 1), 同上, **42**.
30) (1935b): 同 上 (其の 2), 同上, **42**, 503.
31) (1935c): 本邦中生層に関する 2, 3 の新事実, 同上, **42**, 499.
32) —— (1936): 西南日本中生代地史に関する諸件 (Report of Progress), 同上, **43**, 513.
33) Kobayashi, T. & Suzuki, K. (1937): Non Marine Shells of the Jurassic Tetori Series in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **14**, 1~2.
34) Kobayashi, T. (1939a): The Geological Age of the Mesozoic Land Floras in Western Japan Discussed from the Stratigraphic Standpoint. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **16**, 1~2.
35) 小林 貞一 (1939b): 西南日本の地体構造, 地学雑, **51**, 604.
36) Kobayashi, T. (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyō, Sec.* II, **5**, 7.
37) Kobayashi, T. (1947): On the Occurrence of *Seymourites* in Nippon and its Bearing on the Jurassic Palaeogeography. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **20**, 2~4.
38) Kobayashi, T. & Fukada, S. (1947): On the Occurrence of *Katroliceras* in the Tetori Series. 同上, **20**, 24.
39) 小林 貞一 (1951): 白山をめぐる地域の地質, 特に手取統について, 白山をめぐる地域の地質(石川県編).
40) 前田 四郎 (1949): 手取層群中より Trigonioides の発見, 鉱物と地質, **3**, 1.
41) (1950a): 九頭竜川上流地域の手取層群の層位学的研究 (要旨), 同上, **56**, 656.
42) (1950b): 手取層群中に重要な不整合の発見, 鉱物と地質, **3**, 4.
43) (1951a): 九頭竜川上流の手取累層群を主とする地質案内, 白山をめぐる地域の地質 (石川県編).
44) (1951b): 手取累層群の層位学的研究 (予報) (要旨), 地質雑, **57**, 670.
45) (1952a): 岐阜県庄川上流地域の手取統の層位学的研究, 地質雑, **58**, 679, pp. 145~153.
46) 〃 (1952b): 手取累層群に双子葉植物化石および赤色凝灰岩の発見とその意義 (要旨), 同上 **58**, 682.
47) — (1952c): 福井県九頭竜川上流地域の手取統の層位学的研究, 地質雑, **58**, 684.
48) 前田四郎・大山年次・木村達明・小林 学 (1954): 飛騨地区中生界の層序と化石 (要旨), 同上, **60**, 711.
49) 前田 四郎 (1955): 白山山脈地区の手取層群の地質構造, 地質雑, **61**, 718, p. 343.
50) 松本 達郎 (1952): 日本白亜紀と造山期の問題, 同上, **58**, 682, p. 345.
51) (1954): 侏羅紀, 地史学下巻.
52) 松尾秀邦・喜田勲一郎 (1953): 福井県足羽川上流における足羽植物群(上部白亜系)の産出及び Angisperm Series について (要旨), 地質雑, **59**, 694.
53) 松尾 秀邦 (1953): いわゆる "手取統" の意義, 同上, **59**, 694.
54) (1954a): 北陸地方における上部白亜系足羽統 (Asuwa Series) の創設について (要旨), 同上, **60**, 711.
55) Matsuo, H. (1954b): Discovery of Nelumbo from the Asuwa Flora (Upper Cretaceous) in Fukui Profecture in the Inner Side of Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jap. N. S.* 14.
56) Ogura, K., Kobayashi, T. & Maeda, S. (1951): Discovery of Elect stumps of *Xenoxylon latiporosum* in the Jurassic Tetori Series in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jap. N. S.* 4.

57) 大石　三郎 (1933a)：手取統について（要旨），地質雑，**40**，477.
58) (1933b)：手取統特にその化石帯について，同上，**40**，481.
59) (1934)：手取統特にその化石帯についての正誤表，同上，**41**，484.
60) (1939)：陸成植物群より見たる本邦中生代層の大区分（要旨），同上，**46**，p. 298.
61) Ōishi, S. (1940)：The Mesozoic Floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser.* 4, **5**, 2～4.
62) 岡山　俊雄 (1931)：美濃越前地内の断層地形（一，二），地理学評論，**7**，11～12.
63) 太田良平・松井和典 (1952)：福井県笹生川ダム地点地質調査報告，地調報，3，8.
64) 大築洋之助・清野信雄 (1919)：20 万分の 1 地質図巾「敦賀」および同説明書.
65) 尾崎金右衛門・山口　一男・加藤　誠 (1954)：福井県大野郡上穴馬村の二畳系（要旨），地質雑，**60**，711.
66) 小沢　儀明 (1925)：秋吉台の地表と地下と地下水 (1)，(2)，(3)，地理学評論，**1**，1，2，3.
67) (1926)：西南日本内帯に於ける第三紀以前の地殻変動，同上，**2**，2.
68) Ozawa, Y. (1928)：Geologic History of Southwestern Japan during Mesozoic Time. *Proc. 3rd. Pan-Pac. Sci. Cong. Tokyō* (1926), **1**.
69) 坂市　太郎 (1887)：飛驒四近地質報文，地質要報，3.
70) Shibata, H., Okada, S. and Hara, K. (1954)：Chemical composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces, Part 1. *Sci. Report Tokyō Kyoiku-Daigaku Sec. c*, **3**, 22, p. 141.
71) 柴田秀賢・[illegible] (1955)：[illegible]から見た本邦花崗岩類の化学成分（第3報），地質雑，**61**，718，p. 337.
72) Suzuki, K. (1949)：Development of the Fossil Non-Marine Molluscan Faunas in Eastern Asia. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* **21**, 1～4.
73) 田久保実太郎・鵜飼保郎 (1952)：福井県中竜鉱山の接触鉱床について（予報），鉱山地質，**2**，4.
74) 上[illegible]・[illegible] (1950)：福井県九頭竜川上流地域の地質，特に中生層に就いて（予報）（要旨），地質雑，**56**，656.
75) 山田真利・[illegible]・[illegible]・[illegible] (1954)：福井県大野郡荒島岳南方に分布する谷口片麻岩塊の構造および中生界との関係について（要旨），同上，**60**，711.
76) Yokoyama, M. (1890)：Jurassic Plants from Kaga, Hida and Echizen. *Jour. Coll. Soc. Imp. Univ. Japan*, **3**, 1.
77) Yokoyama, M. (1904)：Jurassic Ammonites from Echizen and Nagato. *Jour. Coll. Soc. Imp. Univ. Tokyō*, **19**. 20.

別子点紋片岩帯の地質構造——序説

秀 敬*・吉野 言生**・小島 丈児*

(1955 年 12 月 11 日日本地質学会西日本支部例会にて講演, 1956 年 3 月 3 日受理)

Preliminary Report on the Geologic Structure of the Besshi Spotted Schist Zone

Kei Hide, Gensei Yoshino and George Kojima

(Abstract)

The geologic structure of the Besshi spotted schist zone has been studied in the field, and the following results have been obtained:

1) The Besshi spotted schist zone is characterized by the presence of a recumbent fold of large scale, of which the *Wurzel* zone lies near to Higashi-Akaishi-Yama, extending about E—W, and the *Stirn* is protruded about 4 km. to the south. The fold-axis plunges eastward about 10°. The extension of the recumbent fold along fold-axis may attain 40 km.

2) Into the axial zone of the recumbent fold schistoze dunite of Higashi-Akaishi-Yama intruded syntectonically.

Ⅰ. 前 書
Ⅱ. 別子点紋片岩帯の地質構造を解明する鍵になる 2, 3 の事実
Ⅲ. 別子点紋片岩帯の地質構造の解析
Ⅳ. 別子点紋片岩帯の地質構造
Ⅴ. 結 語

Ⅰ. 前 書

この研究の意図 結晶片岩は，造構造運動のさいに，変形作用と再結晶作用とを同時にうけてできあがつたものであるから，これを研究するばあい，ふつうこのふたつの側面のいずれかがとくに注目されることが多い。たとえば，岩石化学的研究では再結晶作用の化学的側面が注目されており，ゲフューゲ解析では変形作用の対称性がとくに問題になる，といつたぐあいである。変形作用と再結晶作用とは，結晶片岩ができる過程のふたつの重要な側面であるが，このふたつの作用はそれぞれ独立にはたらいたのでなく，じつさいには，両者が交互作用的におこなわれたと考えなければならない。したがつて，結晶片岩を研究するばあいには，このふたつの側面がつねに統一的に考察されることが必要である。そのためには，化学分析をおこないゲフューゲ解析をこゝろみた岩石片が，結晶片岩地域においてどのような地質構造のところにあるのか，原岩はなにか，貫入岩体との関係はどうなつているのか，といつた地質学的研究がじゆうぶん確実におこなわれていなければならない。

別子地方で1例をあげるならば，いわゆる“角閃岩”がある。これはかなり粗粒な角閃石をふくむ結晶片岩で，従来，変動と同期の塩基性貫入岩と考えられていたのであるが，後にのべるように，わたくしたちの地質学的研究の結果，原地向斜に堆積した塩基性火山岩ないし火山砕屑岩から変成したものであることがわかつた。こ

* 広島大学理学部地学教室
** 広島大学教育学部東雲分校地学研究室

のように原岩の認定に誤りがあると，それから推論した再結晶作用や変形作用についての結論は，まつたく意味がないものになつてしまう。

岩石の不均質性は，岩石化学的研究においても，またゲフューゲ研究においても，推論を進める上で重要な材料になつているが，そのためには，原堆積物の層序的・地理的不均質性が正しく理解されているということが先決問題である。その上ではじめて，変成分化作用の内容も明らかにされるわけである。結晶片岩のゲフューゲの研究についても同様で，原物質が正しく理解され，大構造中で占めている位置が確認されているのでなければ，ゲフューゲ解析の結果は利用しようにもできないのである。

わたくしたちは，上にのべたような観点から，数年来，四国三波川結晶片岩帯の地質学的研究を進めてきた。わたくしたちが，結晶片岩地域の地質学的研究で主要な研究側面として注意してきたのは，1)　原岩層の層序，2)　地質構造，3)　変成様式の3つである。研究の現段階はなおじゅうぶんとはいえないが，今後発表していきたいと考えている岩石学的研究の基礎という意味で，まず，地域の地質構造について，わたくしたちのこれまでの研究の結果を要約してみたいとおもう。

別子点紋片岩帯の地理的位置　こゝで別子点紋片岩帯と名づけた地帯は，東の白滝鉱山を中心とする地区から，西方へ積善・筏津・別子の諸鉱床の地帯をとおり，愛媛鉱山地区におよぶ地帯で，地質学的にいえば，能谷山（中七番）背斜の北翼と津根山（下名）断層との間にはさまれる地帯である。この地帯の結晶片岩は，いつぱんに，曹長石質斜長石の斑状変晶をもつていて，いわゆる点紋片岩である。この点紋片岩帯は，東方へは白滝地区から白髪山の地区に延びており，西方へは愛媛鉱山地区から西条南方をとおり，石鎚山北方地区に延長する。この全延長についてみると，延長約 60 km，巾最大 12 km である。このうち本報告で扱う範囲は，白滝地区から愛媛地区までの間，約 30 km の部分であるが，この部分が別子点紋片岩帯の主部に相当する。

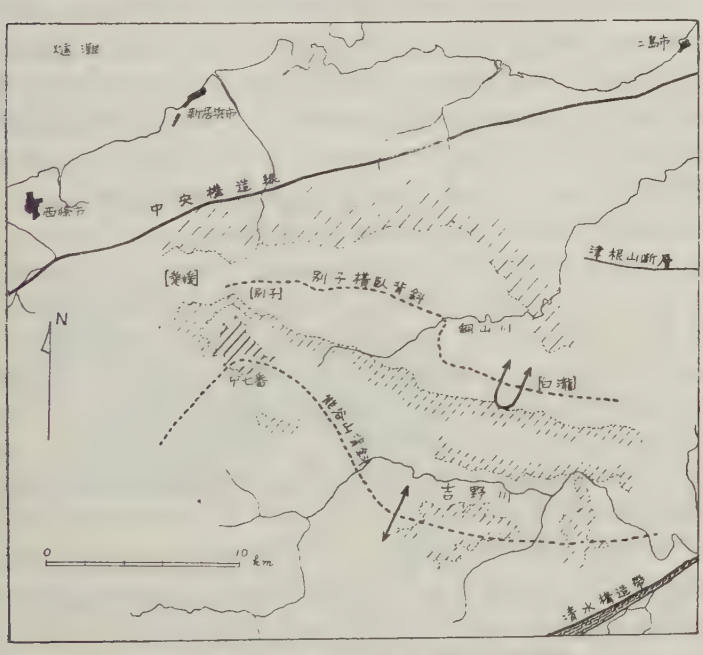


Fig. 1.　別子点紋片岩帯附近三波川帯構造図
岩層の模様は Fig. 3 を参照.

佐々連鉱山をふくむ点紋片岩のブロックは，別子点紋片岩帯と津根山断層で境され，岩層の走向・傾斜・線方向すべて別子点紋片岩帯とは逆になつているので，別子点紋片岩帯から一応除外しておく。

三波川結晶片岩帯中における別子点紋片岩帯の位置　関東山地から九州佐賀関半島におよぶ三波川結晶片岩帯で，四国の部分がもつとも巾が広いが，とくに，別子点紋片岩帯をふくむ部分は，三波川帯プロパーだけで巾 26 km，三波川南縁帯の結晶片岩をふくめると 30 km をこえる。この部分の三波川帯では，点紋片岩帯の南方に無点紋片岩が広く発達し，三波川結晶片岩の地質学的研究には，三波川帯全体を通じてもつとも適当な地域ということができる。

別子点紋片岩帯のもう1つの特徴は，他の点紋片岩帯が中央構造線にほぼ平行で巾がせまく，点紋帯北部が構造線で切られているのに対して，別子点紋帯では中央構造線に斜交する部分が広く，内部構造がじゆうぶんに調査できるという点である。そのほか，顕著な変動期 (synkinematic) 超塩基性岩体（東赤石山橄欖岩体）をふくむこと，柘榴石・角閃石その他のいちじるしく粗粒な結晶をふくむ結晶片岩を産出すること，別子・白滝・筏津等の大鉱床をはじめ多数のキースラーガーを胚胎することなど，これらはすべて，この地帯の重要性を示す特徴ということができよう。

研究史 このように，いろいろな面で，別子点紋帯は注目されるので，明治以来，多方面の研究がなされてきている。2，3 をひろつてみると，結晶片岩の岩石学的研究としては鈴木醇 (1930)・堀越義一 (1937 等)，別子を中心とした鉱床については巨智部忠承 (1892) 以来の多くの研究があげられる。しかし，結晶片岩系の層序・地質構造に関する地質学的研究は予察的にしかおこなわれていない。古くは，小川琢治 (1902) の 20 万分 1 高知図巾があるのみで，その後，1926 年に小澤儀明によつて結晶片岩系の地質構造が論じられた。1930 年代には，佐藤丈止の 7 万 5 千分 1 新居浜図巾 (1938) と堀越義一による別子附近の地質の概要についての報告 (1937) がある。これらは，結晶片岩系の地質学的研究を主目的にしているものではないので，わたくしたちが調査を進めるにあたつては，じつさい上，ほとんどすべて新しくやりなおさなければならなかつたのである。ただ，わたくしたちが，白滝・愛媛の両翼からはじめて，別子を中心とする点紋帯核心部に調査を進めるころには，大歩危地方をはじめとした四国三波川帯無点紋片岩地帯の層序・地質構造が判明してきたので，層序・地質構造について点紋・無点紋の両地帯を対照させて研究を進めることができたことは，大きな利点であつた。また，別子鉱業所において調査課が確立されたのも，わたくしたちの研究を始めた時期とほとんど同時であり，調査の多くの部分は同調査課の課員の方々と共同してなされたのである。

地質調査 別子点紋片岩帯の地質調査は，その両翼に相当する白滝地区と愛媛地区とからはじめた。白滝地区は秀と小島とによつて 1949 に開始され，その後，おもに秀が調査を継続して，その結果は 1954 年に秀によつて報告された。愛媛地区は吉野が主となり，小島がこれに加わつて，1951 年にはじめ，その結果は 1953 年に吉野と小島によつて報告された。この両翼の調査が進むにつれて，別子を中心とする核心部に内包されている諸問題がしだいに浮かび上がつてきたわけである。別子地方の調査は，まず，結晶片岩グループの諸氏とともに，1951 年夏，中七番盆地を中心にして調査おがこなわれ，その後，秀・吉野・小島によつて調査が続けられてきた。調査は，原則として，実測または航空写真による 5 千分 1 地形図を用いておこなつたが，地質構造・地形等の制約で 5 千分 1 の精度で地質図を完成するにはまだいたつていない。

本稿について 6 年間にわたるわたくしたちの調査をもとにし，これに別子鉱業所地質係の未発表資料を参照して，5 万分 1 の地質図を作成することができたので，これを発表し，別子点紋片岩帯の地質構造についてのわたくしたちの解釈をのべたいとおもう。なお，結晶片岩系の層序については，キースラーガーの層序学的位置を論じたわたくしたちの報告（小島・秀・吉野 1956）で，柱状断面図をつけて説明したので，これを参照していただきたい。

謝辞 本論にはいるに先立ち，地質調査に際していろいろ御配慮をいただいた，住友金属鉱山株式会社別子鉱業所，日本鉱業株式会社白滝鉱業所，同愛媛鉱業所，四国林業株式会社等の各位に厚く謝意を表するしだいである。とくに，調査にしばしば同行され，また未発表資料の参照を許された，別子鉱業所鉱務課森永茂技師・金尾直敬学士ほか同地質係の諸兄に心から謝辞をのべたい。なお，本研究には文部省科学研究費交付金の一部を使用した。

II. 別子点紋片岩帯の地質構造を解明する鍵になる 2，3 の直接的事実

無点紋片岩帯と点紋片岩帯との地質構造のちがい 三波川結晶片岩帯の大部分を占める無点紋結晶

片岩の地帯は，いつぱんに緩傾斜の大きな背斜構造で特徴づけられている（小島・秀・吉野 1956，第3図を参照）。これに対して，無点紋帯とは変成様式の異なる点紋帯では，無点紋帯とはちがつた地質構造の形式が期待される。というのは，変成様式にあらわれたちがいは，変成時期における条件，たとえば，温度とか浸潤溶液の量とかいつた物理的条件のちがいを反映しているものであつて，もしこのような物理的条件がちがえば，とうぜん，変形運動の性質もちがつてくるはずである。したがつて，変形運動の結果である地質構造も，特別な特徴を示すことが期待されるわけである。結論的にいえば，別子点紋片岩帯の特徴的な地質構造は，南方へ押しかぶせた横臥性の褶曲構造である。この構造を確実に把握するためには，同時に，地帯の層序を確立し，困難な岩層追跡をおこなわなければならないのであるが，これは後述することにして，まず，このような特徴的な地質構造の存在を示す直接的事実の 2，3 をのべることからはじめよう。

1.　白滝地区において見いだされた横臥褶曲額部

白滝地区における横臥褶曲額部　別子点紋片岩帯の横臥褶曲構造の端緒をつかんだのは，秀と小島が 1949 年 11 月に，白滝鉱山地区で横臥褶曲構造の額部（*Stirn*）を見いだしたときであつた。白滝地区の地質構造については，すでに秀が1954年に報告したので，くわしくのべることはしないが，Fig. 2 に額部附近の断面図をかかげておく。図にみられるように，白滝本鉱体を胚胎する2層の点紋角閃片岩層は，点紋石英片岩層をともないつつ，白滝鉱山東の南北稜線の西斜面で大きく弧を描いて，横臥褶曲の額部をつくつていることが観察される。この構造は，じつさいに岩層を追跡して確認したものである。ここで横臥褶曲構造に参加している岩層は，2層の点紋角閃片岩層を主とする層準で，層序上三縄層上部層に含まれる。

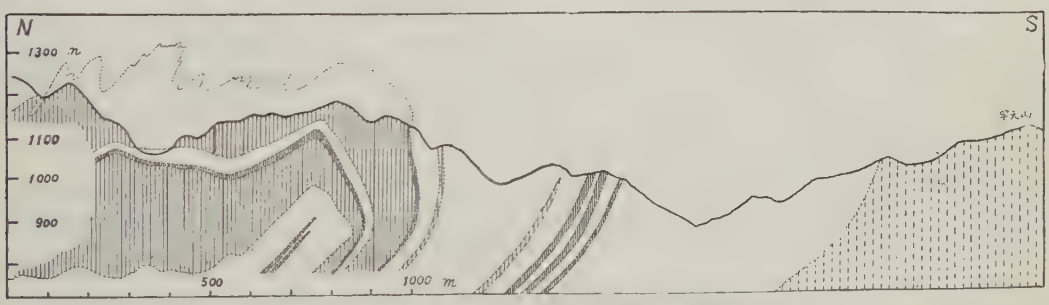


Fig. 2.　白滝附近における横臥褶曲額部の地質断面図
岩層の模様は Fig. 3 参照.

額部発見の意義　白滝地区で観察された横臥褶曲構造の額部は，その後の別子点紋帯の構造解析にとつて，きわめて重要な鍵になつた。というのは，白滝地区で確認された岩層のくりかえしは，これを西方へ追跡することによつて，別子地方における岩層が地質構造上どんな位置にあるかということが解析できるはずだからである。

構造軸の落としから予想され別子点紋帯核心部の地質構造　また，白滝地区の地質構造から別子地方の地質構造を判断していくばあいに重要なことは，褶曲構造の軸（tectonic *b*-axis）が東に落としているという点である。この構造軸の東落としは，結晶片岩の片理面上にみられる *b* 線構造* によ

* ここでは，片理面（schistosity-plane）は，鉱物の外形のとくに線的または面的に発達している方向が，統計的にほぼ一定方向に配列することによつてつくられる面，すなわち *Formregelung* による面であり，葉状構造の面（foliation-plane）は，鉱物構成のちがう（あるいは構成鉱物の量比のことなる）部分が，縞状に交番してあらわれる面，すなわち compositional banding の面である，と定義する．これは，A. Harker: Metamorphism, 1932 の定義に一致する．片理面上の *b* 線構造は，いつぱんにちりめんじわ（micro-corrugation）としてあらわれている．角閃片岩では角閃石の配列方向である．この地方では，これらの線構造が岩層の褶曲軸と一致している．

つても示されている。白滝地区における b 線構造は，方位がほぼ東で，落としの角は 15° 内外である。したがつて，このことから予想されることは，白滝地区でみられる額部は，西にいくにしたがつて，しだいに高くなつていつて，別子点紋帯の核心部はおそらく根部（*Wurzel*）の構造を示すであろうということである。これは，後にのべるように，断面図に示されるとおりである。

2. 呉木地区における向斜部構造

向斜部構造の予想　白滝地区の地質構造から予想されるような横臥褶曲構造が別子点紋帯を支配しているとするならば，構造軸が東に落としているのであるから，向斜部に相当する構造が西部でみられるはずである。これからのべる呉木（クレギ）地区（新居郡中萩町）の構造がこれにあたる。

呉木地区における向斜部構造といわゆる“角閃岩”　呉木地区における向斜部構造は，東平（トウナル）角閃片岩層と喜三谷（キソウダニ）角閃石緑色片岩—角閃片岩層とが船底形に接合することによつて示されている。

東平角閃片岩層は，従来の文献（堀越 1937）では“東平角閃岩体”といわれ，変動と同期に貫入した塩基性貫入岩体を示すものとされていたのである。これに対してわたくしたちは，地質学的資料から，塩基性の地向斜火山活動による堆積物（熔岩流・凝灰岩・珪質岩）から変成した岩層と結論している。岩石はいわゆる prasinite ないし緑簾石角閃岩相の変成相を示していて，無点紋帯の緑色片岩（変成相からいえば緑色片岩相）より変成度が高いと考えられる。岩層内部の不均質性は大部分，原堆積層の不均質性を反映している（たとえば，珪質岩層の存在や点紋黒色片岩の夾在）が，一部は変成分化作用の結果を示している。東平角閃片岩層が貫入岩体ではないということは，岩層内部の不均質性からだけでなく，その産出状態からも示されている。岩層は遠く追跡され，上下の岩層に対して整合の関係を保つている。また，いわゆる“角閃岩”の粗粒岩相は火成岩相ではなく，ある変成条件を代表するものであつて，岩層を追跡すると，いわゆる“角閃岩”から点紋角閃石緑色片岩*に移過する。すなわち，喜三谷緑色片岩層は，呉木社宅西方で東平角閃片岩層に船底形に接する附近でいちじるしく粗粒となり，いわゆる“角閃岩”の岩相を呈するが，これから離れると，角閃石は粒度を減じて，点紋角閃石緑色片岩に移過する。このような緑色片岩の性質が変化するのに伴つて，黒色片岩の性質も変わつており，角閃片岩層に接する附近では，いちじるしく粗粒になる。これらの資料からみて，いわゆる“角閃岩”は貫入岩ではないことが結論されるのである。

向斜部と呉木断層　東平角閃片岩層と喜三谷角閃石緑色片岩層とがつくる船底形の向斜部構造は，じつさいにはやゝ複雑で，東平角閃片岩層のみかけ上の下限（南限）にほぼ沿つて，蛇紋岩を伴つた断層（呉木断層と名づける）があらわれている。この断層は構造軸にほぼ平行な，いわゆる走向断層の1種であつて，この運動による破砕帯（巾数 m）はひじようにかたく固結していて，結晶片岩形成後に相当期間たつてからできた表層型の断層とは考えにくい。おそらく，横臥褶曲の下翼に沿い，褶曲運動を起したものと同じストレス—プランのもとで，褶曲運動の末期に生じた衝上性の断層であろうと考えられる。すなわち，変動の末期になつて，結晶片岩の再結晶作用がほとんど終り，岩石が全体として剛化して塑性を減少した結果，シアー運動の表現形式が横臥褶曲というフロウ変形の型式から衝上断層という断裂型式に転化した際に，生じたものであろう。呉木断層は岩層傾斜より急角度であるが，東平角閃片岩層の走向にほとんど近いので，呉木斜面でみられる両角閃片岩層の船底形接合は，そのまゝ向斜部構造をあらわしているとみなすことができる。東平角閃片岩層で代表される比較的高度の変成相は，呉木断層を越えて南側の喜三谷角閃石緑色片岩層にまで及んでおり，船底形の角

* このように，別子点紋帯の緑色片岩は，変成条件のちがいによつて，いろいろな特徴を示すので，ここでは叙述の便宜上，次のように分類命名することにしたい（仮称）．すなわち，緑色片岩中で角閃石が粗粒（1mm 以上）なものを**角閃片岩**，角閃石が細粒（1mm 以下）柱状なものを**角閃石緑色片岩**，角閃石が細針状，または角閃石を含まないものを**緑色片岩**とする．これらは曹長石点紋を含むばあいと含まないばあいとがあり，必要に応じて区別する．

閃片岩層にはさまれた黒色片岩（呉木断層の南に接する）はいちじるしく粗粒となつていて，変成度についてみても呉木断層はいちじるしい不連続面にはなつていない。

III. 別子点紋片岩帯の地質構造の解析

前章でのべた2つの事実は，別子点紋片岩帯の核心部の両端にあらわれているので，この2つの事実を鍵にして，額部および向斜部それぞれの両翼の岩層を点紋帯核心部に向けて追跡すれば，核心部の大構造が判明するはずである。

1. 能谷山背斜北翼部の岩層の追跡

能谷山背斜部は，層序上，三縄層主部緑色片岩層およびその下部層によつて構成されている。したがつて，能谷山背斜北翼部の追跡は，三縄層主部緑色片岩層の分布の北限を追跡するということと同じである。

三縄層主部緑色片岩層は，白滝地区では，厚い緑色片岩層のほかにかなり多くの石英片岩層と黒色片岩層をふくむが，これを西方へ追うと，まもなく，ほとんど緑色片岩のみからなる厚層になる（小島等 1956，第2図参照）。この岩層はしだいに厚さを減じながら，中七番ドームの北縁に沿つて，走向を西北西から西に転じ，愛媛鉱山南方の黒森山附近に達する。主部層はその北縁で，いつぱんに50°内外の傾斜角で北に傾いており，背斜軸附近に向かつて緩傾斜となる。

2. 能谷山背斜帯と別子横臥褶曲帯との遷移帯の追跡

弟地遷移帯　能谷山背斜帯の北翼部は，前節にのべたように，三縄層主部緑色片岩層で構成されており，最北縁をのぞいて，ほとんどすべてが無点紋結晶片岩でできている。曹長石点紋は主部層の最北縁から上位にむけてみられる。主部層の北には，これと整合の関係で，点紋黒色片岩層を主とする岩層が，主部層の北縁に平行に分布する。この岩層は，層序上，三縄層上部層に相当し，点紋黒色片岩のほかに，あまり厚くない（ふつう数十mまでの厚さの）点紋緑色片岩層と点紋石英片岩層とがふくまれている。この部分の岩層には，能谷山背斜部の岩層に特徴的なちりめんじわ状の b 線構造と，それに平行な小褶曲構造が残つているが，これに重なつて別なタイプの線構造が発達する。この線構造は b 線構造を切つて比較的高角度であり，片理面のうねりとして表現されている。これは，この地帯が能谷山背斜帯と別子横臥褶曲帯の境界部に相当するという特別な地質構造上の位置を反映している岩石構造の1つと考えられる。

このような特徴をもつ地帯を，**弟地遷移帯**と命名する。弟地遷移帯の巾は，別子本鉱体の露頭附近で300 m，弟地・筏津附近で厚くなり，500 m くらいにおよんでいる*。

弟地遷移帯の追跡　弟地遷移帯は，その中の（角閃石）緑色片岩—石英片岩を鍵層として，地質図に示されるように，白滝地区から筏津・別子地区をとおり，愛媛鉱山地区まで追跡することができる。別子・筏津・檜株・愛媛などのキースラーガーが，この遷移帯中ではほぼ同じ層準にならぶことは，注目すべき事実である。

3. 別子横臥褶曲帯下翼部の岩層追跡

横臥褶曲帯の岩石構造の特徴　弟地遷移帯の北に別子横臥褶曲帯の主部がくる。横臥褶曲帯の内部の岩石構造は，能谷山背斜帯から弟地遷移帯までの岩石構造と様式がちがつており，それが岩層の続き方に大きな影響をもつているので，横臥褶曲下翼部の岩層追跡をのべるまえに，簡単に岩石構造の特徴に注意しておきたい。

i)　能谷山背斜部の岩石構造：能谷山背斜部はいつぱんに緩傾斜の無点紋結晶片岩によつて構成さ

* 弟地遷移帯については別稿で報告する。

れている。岩石構造を特徴づけているのは，再結晶した絹雲母・緑泥石などが原岩層の層面ないし葉理面にそって平行に配列してできた (*Formregelung*) 層面片理 (bedding-schistosity)，それに伴つた変成分化による層面葉状構造 (bedding-foliation)，およびこれらにほとんど直交する滑り劈開 (slip-cleavage) ないし微褶曲の軸面に沿う軸面劈開 (axial-plane-cleavage) が卓越していることである。

ii) 弟地遷移帯の岩石構造：能谷山背斜帯から弟地遷移帯にかけて，岩層が 50° くらいのかなりの角度で北に傾斜する部分では，ぼつぼつ曹長石点紋ができはじめるとともに，粒度もしだいに大きくなる。滑り劈開あるいは軸面劈開はもはやほとんどみられなくなり，片理と葉状構造の発達が顕著になる。片理面上の微褶曲（ちりめんじわ）の軸方向は，岩層の褶曲軸方向に一致するので，*b* 方向である。ところがこの地帯では，前にものべたように，しばしばこれに斜交して，比較的急角度に落とす線構造が片理面のうねりの形式で発達する*。このように，遷移帯の近傍では片理面（葉状構造の面に一致）の性格が変わつてくるが，つごうのよいことに，岩層の走向傾斜はこの片理面の走向傾斜にほぼ近く，岩層面は平面に近いので，地質図上での岩層の分布は直線的で，岩相の追跡も比較的容易である。

iii) 横臥褶曲帯内部の岩石構造：ところが，弟地遷移帯の北端から横臥褶曲帯内部にはいると，岩層と片理面との関係は急に変る。すなわち，この地帯では，点紋が発達するとともに，粒度もいちじるしく大きくなり，層面片理も残つてはいるが，その上に新しくこれと斜交して，小褶曲軸方向に軸面片理が発達する。軸面片理の発達に伴い，変形の形式は flexure-fold から shear-fold に移行し，原岩層の competency のちがいが褶曲形式や岩石構造に及ぼす影響は弱まり，層面は軸面片理にそうシアー運動に対していわば受動的に行動して，複雑なシアー褶曲の形式を示すようになる。このような地帯で岩層の連続を追跡することはひじように困難であつて，1 例をあげれば，積善鉱床の附近では，河床に全面露出する岩層を，河床からわずか 4, 50 m 上の道路脇の露頭にまで追跡することすらできない。したがつて，横臥褶曲帯，とくにその下翼向斜部の岩層の追跡は，相当に厚い角閃片岩（一角閃石緑色片岩）—石英片岩層についてだけおこなわれたのである。

岩層追跡　白滝額部の下翼部の角閃石緑色片岩—石英片岩層中，2 層が別子地区に向けて追跡される。そのうち，みかけの下位（真の上位）の角閃石緑色片岩層は，大田尾越近くから石英片岩層に岩相を変え，積善鉱床附近の厚い石英片岩層に続く。それから西方へ追うと，急激に岩相を変えて，厚い角閃片岩層になる。この岩層は，一部南傾斜を示しながら（東赤石山南斜面），西方につづき，東平角閃片岩層（いわゆる東平角閃岩体）に連結される。東赤石山南斜面では，この層準の角閃片岩層は 2, 3 層に分かれる。

また，白滝額部下翼側の，みかけの上位（真の下位）の角閃石緑色片岩層は，西に追うと，東光森山から保土野に出て，東赤石山南斜面で尖滅する形を示している。

推　論　以上の事実からわかることは，吳本地区の向斜構造から予想されたように，東平角閃片岩層が横臥褶曲下翼側に位置しているということと，東赤石山楔欒岩体の南側の岩層は白滝額部の下翼部岩層に連結されるということである。

4.　別子横臥褶曲帯上翼部の岩層追跡

上翼部の岩石構造　横臥褶曲帯上翼部の岩石およびその構造は，下翼向斜部と同様であるが，軸面片理に沿うシアー運動による岩層のシアー褶曲の程度は，下翼部ほどいちじるしくない。

岩層追跡　白滝額部上翼の角閃片岩層は 3 層を数えるが，これらは西北方で結合して，厚い角閃片

* この種の線構造については稿を改めて論ずる予定である．

岩（一角閃石緑色片岩）層となり，二ツ嶽山塊をつくっている（堀越 1937 の五良津角閃岩体）。この厚層は東赤石山橄欖岩体の北縁をかこみ，さらに西へいくと，東平角閃片岩層のみかけの上位（実は同一層準）の点紋角閃石緑色片岩層につらなる。

推　論　この追跡の結果わかることは，東赤石山橄欖岩体の北側の岩層が横臥褶曲の上翼に相当するということである。

IV. 別子点紋片岩帯の地質構造

1. 別子点紋片岩帯の層序

前章では，白滝額部と吳木向斜部の構造を鍵として，その間の別子点紋片岩帯主部に，両部分の上翼下翼の岩層を追跡した結果，別子点紋片岩帯が1つの大規模な横臥褶曲構造をもつことが判明した。横臥褶曲構造は，当然，岩層のくりかえしを意味するものであるから，前章で解析した地質構造をもとにして，この地帯の結晶片岩系の層序を検討してみることが必要である。

別子点紋帯を含めた四国三波川帯結晶片岩系の層序については，現著者等によって，キースラーガーの層序学的位置に異連してすでに発表した（小島・秀・吉野 1956）ので，ここでは岩層内容の説明をはぶき，地質構造と層序との関連についてのべるだけにする。

四国三波川帯の結晶片岩系は，下のように層序分けされる。

吉野川層群
- 上部層群……大生院層
- 中部層群……
  - 三縄層……
    - 上部層
    - 主部緑色片岩層
    - 下部層
  - 小歩危層
- 下部層群……
  - 川口層
  - 大歩危層

西祖谷層群（?）

能谷山背斜帯の層序　能谷山背斜帯の大部分は，三縄層主部緑色片岩層と同下部層とから構成されており，わずかに，背斜のドーム状もり上がりを示す中七番盆地と河又盆状地の下底に，それよりも下位の小歩危層が頭を出しているにすぎない。下部層群以下はこの地域にあらわれていない。

横臥褶曲帯の層序　弟地遷移帯に属する岩層は三縄層上部層に相当し，三縄層主部の厚い緑色片岩層に整合に重なっている。これは，吳木向斜部で横臥褶曲下翼に連結され，さらにこの下翼部岩層は，東方にたどると，白滝額部で横臥褶曲上翼の岩層に連結される。したがって，弟地遷移帯の三縄層上部層は，横臥褶曲の下翼と上翼に2度くりかえしてあらわれていることになる。東平角閃片岩層と二ツ嶽角閃片岩層は相当な厚層であるが，これは，褶曲による“たくしこみ”の影響にもよるのであろうと考えられる。

横臥褶曲帯北縁部の層序　三縄層上部層は，上翼部で，二ツ嶽角閃片岩層の上位に点紋黒色片岩を増し，角閃石緑色片岩，角閃片岩層と石英片岩層は数も厚さもしだいに減じて，ついにほとんど点紋黒色片岩層からなる大生院層に整合的に移る。大生院層は，別子点紋片岩帯の核心部を北西から北，北東へと半周してとりまいており，ちょうど横臥褶曲帯をつつむような形に分布している。大生院層の点紋黒色片岩中には，棒状構造（*Stengelschiefer* 構造）がいちじるしく発達する部分があり，岩層の構造は簡単ではないが，本層は，すくなくも現在の地表断面についてみると，別子横臥褶曲には参加していない。

層序からみた横臥褶曲の規模　以上，層序について検討した結果を要約すれば，別子横臥褶曲に参

加している岩層は，すくなくとも現在の地表断面では，三縄層上部層のみである。もちろん，三縄層主部層以下の岩層と大生院層も，この横臥褶曲運動の影響はうけているのであるが，三縄層主部層以下が横臥褶曲の中核部にあらわれていないということ，また，大生院層が横臥褶曲の向斜部にあらわれていないということは，額部のいちじるしい張り出しを伴つた横臥褶曲構造が三縄層上部層の範囲内に限られていたことを示すと考えられる。したがつて，大規模な層間横臥褶曲といえないこともないのである。

2. 別子点紋片岩帯の横臥褶曲構造

つぎに，さらにたち入つて，別子点紋片岩帯の横臥褶曲構造をながめてみると，東部の白滝地区から西部の別子本鉱体を胚胎する地区，さらには愛媛鉱山地区へと，東から西へいくにつれて，構造の様式と規模が変化していく。その状態は地質断面図に示されているとおりである。以下断面図について説明する。

断面 I（白滝）　すでにのべたように，ここには横臥褶曲の額部があらわれている。根部の構造はかくれていてわからない。額部は三縄層主部緑色片岩層からなる能谷山背斜北翼に突つこんだ形を示している。下翼側の岩層は，はげしく引きのばされて薄くなつている。向斜部は額部の下に内褶曲 (infold) して，これも地表からはうかがいえない。額部の上翼部の角閃片岩層は，“たくしこみ”の影響を示して厚くなつている。

断面 II（瓜生野(ウリウノ)—東光森山）　褶曲軸が東に落としているために，この断面では，額部はすでに空中にあがつている。芋野(イモノ)・瓜生野の附近に根部の延長があらわれる。ここで，上翼の岩層はゆるい背斜と向斜を形成する。いわゆる *Deckensattel* と *Deckenmulde* に相当する。

断面 III（東赤石山—三ツ森山）　この断面になると，根部の構造が広くあらわれてくる。下翼側，とくに向斜部の構造が広く見られる。下翼側の岩層に，一部南傾斜のものがみられることが注意される。上翼部の二ツ嶽角閃片岩層は厚くなり，核部の橄欖岩体に対して“たくしこみ”の影響も示していると考えられる。

断面 IV（西赤石山—別子—中七番）　断面 III にみられた構造はそのままひき続いてうかがうことができるが，規模は一段と小さくなり，中七番ドームが強く北に張り出した形を示している。

断面 V（愛媛）　断面IVとの間隔がやや広いので，断面図だけからは関係がわかりにくいとおもわれるが，核部は急速に狭まるとともに，向斜部も狭くなり，向斜部特有の複雑な小褶曲形式が，わずかに愛媛鉱山附近の角閃石緑色片岩層の褶曲形に残つている。横臥褶曲の下翼側には呉木断層があらわれ，下翼部は失われて，やがて横臥褶曲が消滅する状況を示している。

要　約　以上，断面図について説明したように，別子点紋片岩帯は，東赤石山から芋野にかけて根部をあらわしている1つの大きな横臥褶曲構造をもつている。その額部は白滝鉱山附近まで張り出していて，根部から額部尖端までの距離は約 4 km，横臥滝山構造の延長は，愛媛から白滝東方までで約 25 km になる。この構造のなごりは，愛媛の西方，西条の南方の予土路線においてもうかがうことができる（小島・吉田他 1956），また東方へは，白髪山附近の角閃片岩層まで追跡されると考えられる。したがつて，総延長は 40 km におよぶことになる。

3. 東赤石山橄欖岩体の位置

前章の説明からわかるように，東赤石山橄欖岩体は別子横臥褶曲の根部の軸にあらわれている。橄欖岩体がまわりの結晶片岩層に対してほぼ整合的に接触していることと，橄欖岩体そのものに結晶片岩と同性質の線構造がみられることからみて，東赤石山橄欖岩体は横臥褶曲運動に対して syntectonic に貫入したものであることが推論される。

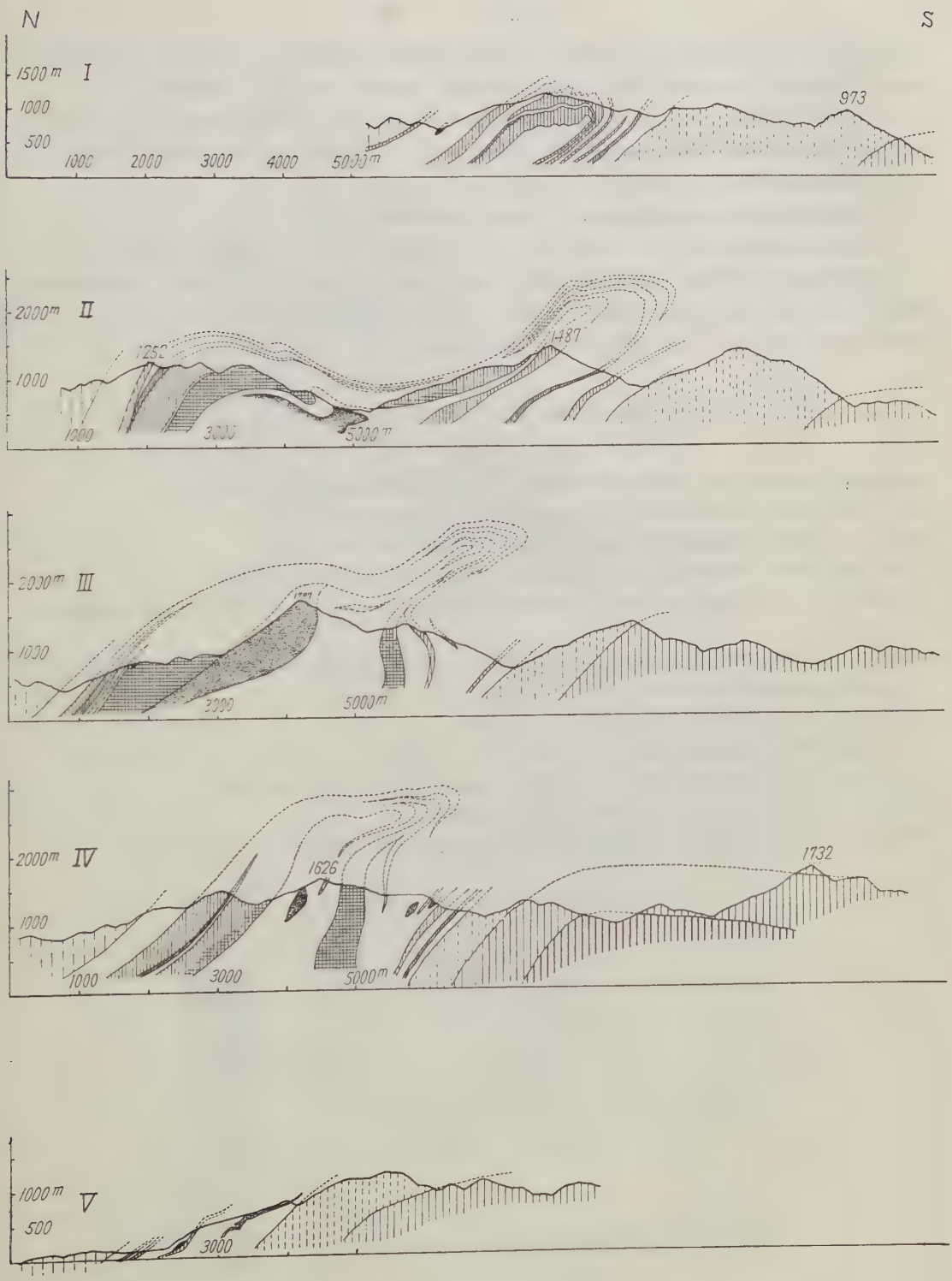


Fig. 4. 別子点紋片岩帯の地質断面図

V. 結　　語

白滝地区における額部構造と呉木地区における向斜部構造とを鍵として，それぞれの上下両翼の岩層を両地区の間にひろがる別子点紋片岩帯主部に追跡した結果，つぎのように結論される。

1)　別子点紋片岩帯は1つの大きな横臥褶曲構造をもつており，その根部は東赤石山から東微南にのび，額部は白滝附近まで約 4 km 南方へ張り出している。主部における構造軸は東へ落としており，横臥褶曲構造の総延長は 40 km に達するものとおもわれる。

2)　横臥褶曲軸部に，syntectonic に，東赤石山橄欖岩体が貫入している。

3)　横臥褶曲運動に参加して，くり返しを示している岩層は，層序上，三縄層上部層のみである。

野外地質調査によつて解析された別子点紋片岩帯の大構造は，今後くわだてられる岩石学的研究の出発点になるわけであるが，また逆に，さらにつつこんだ構造岩石学的研究によつて，上にのべた地質構造の考えが検討され，その理解が深められなければならないとおもう。

参　考　文　献

（地質構造と層序に関係したもののみをあげる）

地質調査所 (1953 編)：ECAFE Guide-book of Excursion, Besshi copper mine.

秀　　敬 (1954)：高知県白滝鉱山附近の地質構造，広島大地研報，4号，47～83.

堀越　義一 (1937)：愛媛県別子附近の岩石地質概報，地質雑，**44**，121～140.

小島　丈児 (1951)：四国中央部結晶片岩地域の層序と構造，地質雑，**57**，177～190.

小島丈児・秀　敬・吉野言生 (1956)：四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置，地質雑，**62**，30～45.

小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956)：四国西条―上八川間路線に沿う三波川帯の地質，地質雑，**62**，317～326.

小川　琢治 (1902)：20 万分1地質図巾高知，同説明書.

小川　琢治 (1903)：四国中部の結晶片岩，地学雑，**15**，143～152.

小澤　儀明 (1926)：四国結晶片岩系の層位と構造，地質雑，**33**，297～304，309～347.

佐藤　戈止 (1938)：7万5千分1地質図巾新居浜，同説明書.

吉野言生・小島丈児 (1953)：愛媛県新居郡愛媛鉱床附近の地質構造，地質雑，**59**，424～434.

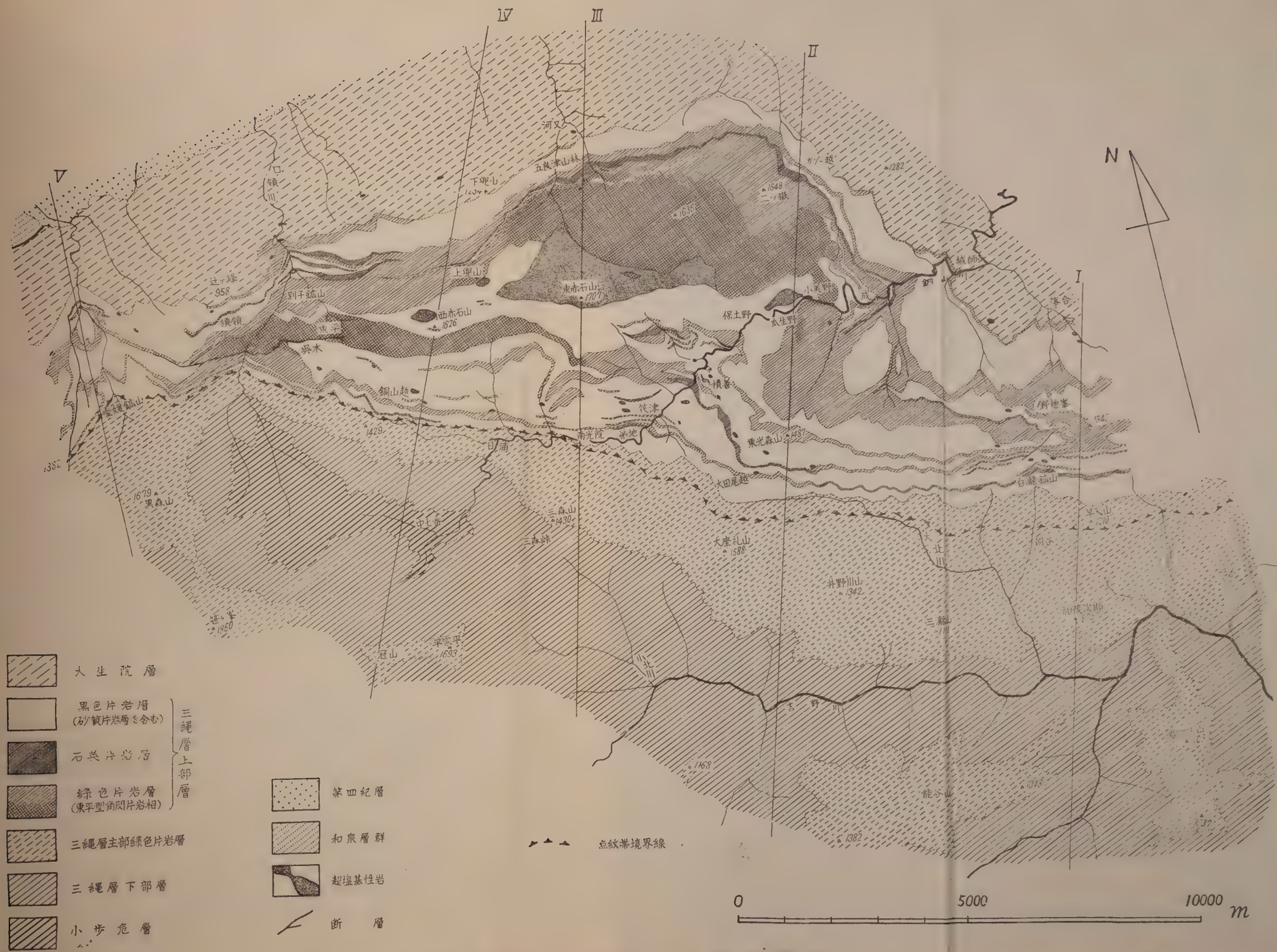


Fig. 3. 別子点紋片岩帯地質図

三縄層上部層の緑色片岩層は緑色片岩・角閃石緑色片岩・角閃片岩よりなる．東平型角閃片岩相は角閃片岩中特に粗粒なもので，従来角閃岩といわれたものに相当する．点紋帯境界線以北に曹長石斑状変晶が現われる．

いわゆる“化石床”にまつわる 2, 3 の問題

生　越　忠*

(1956 年 3 月 13 日受理)

On Some Problems Concerning the So-called "Fossil-Enclosure"

Sunao Ogose

(Abstract)

A complicated and irregular shape of molluscan fossil-enclosure in the coarse-grained sediments as seen in the Pleistocene Narita and Semata formations, etc. developed extensively in the northern part of Tiba Prefecture has hitherto been well known among many Japanese geologists and paleontologists.

The distribution of the molluscan fossil-enclosures in the coarse-grained sediments is usually not uniform, but molluscan fossils are found in considerable numbers in each fossil-enclosure.

The molluscan fossils contained in the fossil-enclosure are generally much triturated, and almost always water-worn. The bivalves are seldom found with both valves united.

It has generally been considered by almost all Japanese geologists and paleontologists that a complicated and irregular shape of molluscan fossil-enclosure is formed by differential deposition of thanatocoenosis on a sea-bottom by strong bottom-current during the deposition of the fossiliferous strata. According to the writer's recent studies, however, the following two agencies may be added to the above-mentioned:

(1) Differential dissolution of fossil shells by rain-water and underground water.

(2) Differential compaction of fossiliferous strata and less- or non-fossiliferous strata, which occurred in the sedimentary and diagenetic processes of the strata.

I. ま　え　が　き

1949 年，井尻正二・藤田至則[1]は，“化石床”(Fossil Enclosure) という用語を，“新称仮称”として提唱し，化石の産状の 1 類型をあらわすものとした。両氏は，“化石床”の概念は，地層の有限観・不連続観を具体的に確立するものであるとし，当時の日本の地質学界に，すくなからぬ影響をあたえたが，こうした両氏の見解は，とくに，多くの少壮地質学者から，積極的な支持と賛同とをうるにいたったのである。

しかしながら，その後，筆者は，“化石床”の概念に，多大の疑念をいだき，いくつかの点で，両氏とはことなる見解に到達したので，1952 年[2]に，その見解の一部を公表した。そのさい，筆者は，同時に，用語の制定にあたっては，先取権をできるだけ尊重すべきだという立場からも，また，字義のうえからも，この“化石床”という用語が不適当なことを強調したが，説明が不十分であったた

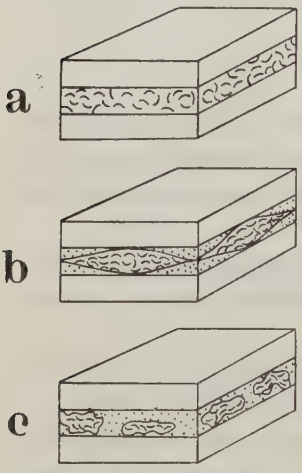
* 東京大学理学部地質学教室

めか，多くの人たちに，十分理解されるまでにはいたらなかったのである。

しかるに，最近，筆者は，千葉県下の各地の若い新生代層について，化石の産状を再検討した結果，この“化石床”の概念には，さらに多くの訂正すべき点があることをみいだしたので，こゝに，この点にかんするこれまでの筆者の研究結果の概要を報告し，各位のご批判をあおぎたいと考える。

II. “化石床”の概念の要約

本論にはいるまえに，井尻・藤田が提唱した“化石床”の概念を，要約紹介しておく必要がある。



第1図 化石層(広義)の概念図
(井尻・藤田，1949 原図)
a：化石層（狭義）
b：レンズ状化石層
c：化石床

（1）“化石床”の定義 井尻・藤田は，広義の“化石層”を，狭義の“化石層”および“化石床”に2分し，後者に対しては，『化石層（広義）内で，化石をふくんでいる地層の部分が――多くは化石を多産し，あるいは，化石が密集している地層の部分が――，化石を全然ふくんでいない地層の部分を間にはさんで，断続しているような化石の産状（地層の部分）に対してあたえられた名称である』と定義している（第1図 c）。

（2）“化石床”の特徴 井尻・藤田は，千葉県印旛郡印南町（旧木下町）地方の狭義の成田層における化石の産状を観察して，つぎのような諸事項を帰納している。

1. 従来，化石層式の産状をしめすと考えられていた成田層の化石は，すべて，化石床式の産状をしめしていること。

2. 成田層の化石床は，同一の地層内にありながら，長く連続せず，多くのばあい，その両末端が同一露出内でみられること。

3. 成田層の化石床の末端は，一般的に，レンズ型または漸移型をなして，無化石層に移化しているのではなく，多くのばあい，急激に，不連続的に，鉛直線的境界線をもって，無化石層に移化していること。

4. 成田層の化石床は，上盤・下盤の別なく，凹凸にとんだ不規則な，不連続的な形状を呈すること。

5. 成田層の化石床では，化石床の周辺の地層に発達する層理が，化石床をつらぬいて，連続的に発達することがあること。

6. 成田層の化石床には，かならず層理が発達していて，堆積のリズムがみられること。

7. 成田層の化石床をつくる両殻類化石は，多くは，内側を下にむけているが，一部には，内側を上にむけているものや，偽層を形成しているものや，層理に対して直角の方向に堆積しているものもあること。

8. 成田層の化石床では，化石の破片や砂の粒子が，竜巻状や渦流状に配列していることがあること。

9. 成田層の化石床では，化石床を構成する堆積物の粒子と，その周辺の無化石層を構成するそれとの間には，差異のみられるばあいが多いこと。

10. 成田層の化石床は，同層の全分布地域に，均等に分布しているのではなく，長径 8～12 km，短径 3～4 km の地域に集団的に分布して“化石床群”をなし，1つの化石床群とつぎの化石床群との間の無化石帯も，これらの化石床群とほゞおなじ程度のひろがりを有すること。

11. 1つの化石床群内の個々の化石床の厚さは，その化石床群の中心部で厚く，周辺部に漸減・消滅する事実がしられていること。

12. 成田層の化石床群の長軸は，北西―南東の方向性を有すること。

なお，井尻・藤田は，瀬又層および佐貫層でも，成田層のばあいとまったく同様な，または，大同小異な諸現象が観察されるとのべているが，地域的な地質調査の未完了を理由にして，両層の化石床

群にかんする諸問題には，まったくふれていない。

（3）“化石床”の成因　井尻・藤田は，上述のような野外観察資料にもとづき，“化石床”の成因について，つぎのような推論的結論をみちびいている。

1. 化石床は，その各部分と同一層準にある，その周辺の地層と同時的に堆積したものであり，その形態は，1層準1層準ごとの堆積物——layer または lamina——の積分値としてもたらされたものであること。

2. 化石床の複雑な，かつ，不規則な形態は，往時の化石礁または化石層が，風化作用や侵蝕作用をうけてできたものでもなく，また，化石床の断面の方向性（露出面の走向性）に規定されたものでもないこと。

3. 化石床およびその周辺の地層をつらぬいて，一般的に，共通の層理が発達していたり，共通の地層——たとえば，泥岩層——がはさまれていたりする事実や，化石床内に層理および堆積のリズムがみられる事実などからおして，化石床は，往時の海底の凹所に，いわゆる“ふきよせ”あるいは“はきよせ”といいならわされているように，一気に，生物の遺骸が流れこみ，つみかさなってできたものではないこと*。

4. ある特定の地域に化石床群が分布する事実，化石床内に偽層が発達していたり，渦流や潮を思わせる堆積状態が多い事実などから，化石床は，海水の急速な流れにともない，浅い近海で，比較的急激に形成された（積分された）ものとみなされること。

5. 成田層の化石床をつくる軟体動物化石は，多くの点から，原地生のものではないと考えられること。

III. “化石床”の概念の検討

以上のような井尻・藤田の“化石床”の概念が，いかにして成立し，はたまた，多くの少壮地質学者によって，何故に正当視されてきたかについては，紙面のつごう上，今回は，まったくふれないでおくことにする。しかしながら，ひとたび，“化石床”の概念の発祥地となった成田層・瀬戸層や佐貫層などの諸層の分布地域について，化石の産状を再検討するならば，**“化石床”の概念には，いくたの難点がふくまれている**ことが，たどちに理解されるのである。

この点をあきらかにするために，以下，これらの諸層の“化石床”にかんする筆者の野外観察事項をのべ，これにもとづいて，さらに，その成因を考察してみることにする。

（1）“化石床”についての筆者の野外観察事項

A. 成田層：成田層は，おもに砂からなるが，ところどころに礫および粘土層をはさむ。軟体動物をはじめ，有孔虫類・海胆類および甲殻類などの化石を産するが，大型化石は，軟体動物を主とし，ところによっては，海胆類を多産する。

井尻・藤田は，成田層における化石の産状は，従来，“化石層式（狭義）”と考えられていたとし，また，両氏自身，成田層を見学した当初は，この化石の産状を，“化石層式（狭義）”と考えて（みて）いたとのべている。しかし，古く本層の化石の産状をしらべた矢部長克[23]は，

“The distribution of fossil shells in the sand is not uniform, but they are found here and there in considerable numbers.”

とのべ，すでに，本層における“化石床式”の化石の産状に注意していたのである**。

矢部は，このような化石の産状のさらにこまかい点については，あまりふれていないが，筆者の観察によれば，以下にのべるような，いくつかの興味ある諸事実が存在している。

イ．中粒ないし粗粒砂層中における化石の産状

（a）　成田層の大部分をしめる中粒ないし粗粒砂層中には，多くの泥質岩層でみられるような，いわゆる点在型の化石層は，あまり存在しない。そして，化石は，多くのばあい，あるかぎられた部分

* しかし，その後，井尻・藤田[11]は，一部には，“ふきよせ”によってできた化石床もあるといっている．

** なお，その後も，矢部[24]や矢部長克・野村七平[25]は，同様のことを，くりかえして強調している．

に密集している。

（b） 化石の密集部は，きわめて不規則な，かつ，複雑きわまる形状をなしていることが多い。

（c） そして，化石の密集部が，貧化石部ないし無化石部を間にはさんで，断続的に発達していることが，多くの含化石露頭で，あきらかに観察される。

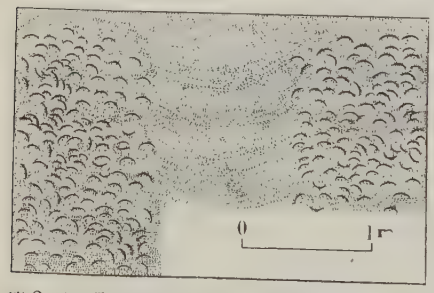
（d） しかし，よく注意してみると，一見，無化石のようにみえる部分のなかにも，石灰質部が溶解して印象のみになった化石が，しばしば発見されることがある。たゞし，その個体数は，化石の密集部におけるそれにくらべて，一般に，はるかにすくない*。

（e） 化石の密集部は，同一地層内では，長く連続せず，その両末端が同一露頭内でみられることも，すくなくない。そして，化石の密集部は，多くのばあい，レンズ型をなして，貧化石部ないし無化石部に移化するのではなく，また，前者が化石の密集度を次第に減じながら，後者に移化するのでもない。両者は，多くのばあい，急激に，不連続的に，ときには鉛直線的境界線をもって，はっきりと境されている。

（f） 化石の密集部と貧化石部ないし無化石部との境界付近における化石の保存状態をみると，多くのばあい，化石は，地下水または天水に溶解されたあとを，歴然としめしている。すなわち，貝殻の内外の表面は，水によって腐蝕され**，ちょうど境界に位置する化石のなかには，貝殻の半分だけがまったく溶解しさっているものもある***。なお，水に溶解された貝殻の石灰分が二次的に地層中を流動し，ある部分に濃集したために，化石の密集部のなかの各所に，いちじるしく堅硬な結核・団塊や，灰結介屑岩がつくられていることが多い。

（g） 2つの化石の密集部の間にはさまれた貧化石部ないし無形石部の砂のラミナは，往々，向斜状をなしてまがっている（第2図)****。

（h） 化石が水に溶解されている部分と，溶解されていない部分とが，側方に，不連続的な境界をなすばあい，どういう部分が溶解したかについては，決定的な結論はくだしえない。しかし，このような差別的溶解作用が，現在の地形に原因しているばあいがあることは，いくつかの露頭で，たしかめられている。すなわち，現在の地表の凹所の，出水にさいして水の流路になりやすいような場所では，その下にある含化石層の化石は，溶解されていることが多いようである（第3図)。



第2図　貧化石部ないし無化石部の砂のラミナが，向斜状をなしてまがっている例
（千葉県印旛郡印南町発作の成田層）

（i） なお，化石の密集部と貧化石部ないし無化石部とが，上下にかさなっていることがある（第4図)。

この図で，下部層の泥質砂ないし泥層（M）は，化石をほとんどふくまないが，中部層の粗粒砂層（S_1）は，ごくわずかの化石の印象をふくみ，上部層の粗粒砂層（S_2）は，きわめて多くの化石（これらの化石は，いずれも，石灰質の部分をのこしている）

* 井尻・藤田が指摘しているような，化石の密集部が，まったくの無化石部を間にはさんで，断続的に発達している例は，筆者のしるかぎりでは，さほど多くない．両氏のいう“まったくの無化石部”のなかには，化石が印象のみになってふくまれていることが，きわめて多いのである．

** 貝殻の腐蝕されている程度は，化石の密集部の中心部では低いが，貧化石部ないし無化石部との境界に近づくと，急に高くなっていることが多い．

*** 貝殻の半分だけが溶解しているものでは，貝殻の結晶構造も非常にみだされていて，稜柱層の繊維状結晶が石綿のようにほぐれていることがある．

**** これは，上位層の荷重によって，貧化石部ないし無化石部のほうが，化石の密集部よりも，いっそう圧縮されたために生じた現象である．

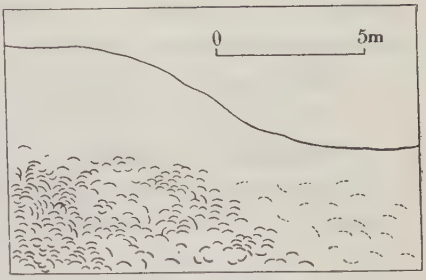
を密集的にふくんで，かなり堅硬な灰結介殻岩をなしている。このばあいには，下部層 (M) は不透水層，中上部層 (S_1～S_2) は透水層だが，透水層の下半部の中部層 (S_1) だけが滞水層になったため，この部分のなかの化石だけが，長い間の地下水の溶解作用によって，すべて印象になったのであろう。

(j)　化石の密集部と，その周辺の貧化石部ないし無化石部とをつらぬいて，共通のラミナや層理が発達していることが，しばしばみられる。また，ある特定の種類の化石が，両部分をつらぬいて，密集型の薄い化石層をなしていることもすくなくない*。

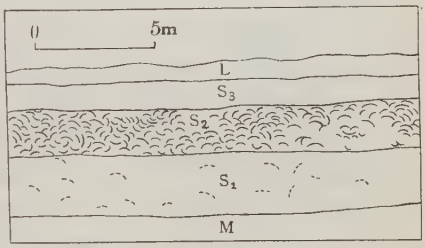
(k)　化石の密集部のなかにも，貧化石部ないし無化石部が，いろいろな形状をなして，ところどころに存在していることがある。

(l)　化石の密集部は，その上面・下面および左右の両側面とも，凹凸にとんだ不規則な形態をしめすことが多いが，とくに上面は，下面よりも，多くのばあい，いっそう不規則な形態を有する。そして，なかには，下面は，比較的小さい凹凸しかもたないが，上面は，きわめていちじるしい凹凸を有するばあいが，しばしばみられる**。

(m)　化石の密集部とその周辺の貧化石部ないし無化石部とでは，地層を構成する堆積物の粒子の性質および大きさのことなることがある，そして，前者のほうが多少粗粒なばあいが，しばしばみられるが，両者の粒度には大差がないばあいも，けっしてすくなくない。また，化石の密集部にかぎって，多量の軽石塊や火山岩滓がふくまれていることもあり，さらに，井尻・藤田が指摘したように，化石の密集部は砂鉄にとみ，貧化石部ないし無化石部は雲母の破片にとむ；化石の密集部の砂粒は黒色を呈することが多いが，貧化石部ないし無化石部のそれは赤褐色を呈することが多い……といったようなこともある。



第3図　地表の凹所の下方にある化石層の化石が溶解されている例
貝殻の大きさは，いくらか誇張されている．
(千葉県印旛郡印南町発作の成田層)



第4図　化石の密集部と貧化石部ないし無化石部とが，上下にかさなっている例
M：泥質砂ないし泥層
S_1：粗粒砂層(軟体動物化石の印象をふくむ)
S_2：粗粒砂層（石灰質の部分をのこしている軟体動物化石を多くふくむ)
S_3：粗粒砂層（無化石)
L：関東火山灰層および表土
(千葉県印旛郡印南町木下駅東方の成田層)

(n)　1つの化石の密集部のなかでの化石の産状については，つぎのような諸事実がしられている。

1.　化石の密集度は，部分によって疎密の差がいちじるしいばあいと，全部分にわたって，比較的均等なばあいとがある。

2.　化石の堆積状態には，リズムがみられるばあいと，みられないばあいとがある***。

*　たとえば，*Echinarachnius mirabilis* Agassiz の化石が，軟体動物化石の密集部とその周辺の貧化石部とにまたがって，列をなしてふくまれていることがある．この *Echinarachnius* の化石は，軟体動物化石の密集部のなかでは，それほど水に腐蝕されていないが，貧化石部のなかでは，水にいちじるしく腐蝕されて，褐色を呈するボロボロな小破片になっている．

**　このような例は，井尻・藤田の論文[10]の第4図にもしめされているが，両氏は，本文では，この点についての注意を，とくにはらっていない．しかし，化石の密集部が不規則な形態をなしている主因の1つに，地下水または天水の溶解作用があることがあきらかにされた現在，このような例がしばしばみられることは，けっして，ふしぎなことではないのである．

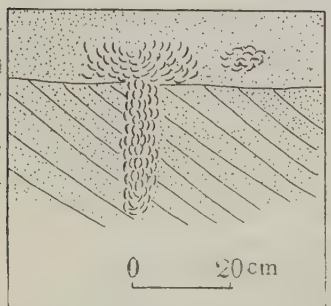
***　井尻・藤田は，『成田層の化石床には，かならず層理が発達している』とのべているが，ラミナが発達することは多くあっても，井尻[8]のいういみの層理が発達することは，あまりない．両氏の論文では，ラミナおよび層理という2つの用語が，双方とも用いられているが，この2つの用語の概念が，かならずしも明瞭に区別されていないように思われる．

前者のばあいには，部分によって，化石の配列方式に特異性がみられたり，比較的大型の化石の密集部と比較的小型の化石の密集部とがわかれていたり，また，部分によって，多産種がことなったりしていることが多い。しかし，後者のばあいには，大小さまざまの化石が雑多に混合して，いわゆる“ふきよせ”（あるいは“はきよせ”）状の産状をしめすことが多く，また，しばしば，竜巻状の形態をなしている。

3. 両殻類の化石は，多くのばあい，片々相離れ*，かつ，貝の内側を下にむけているが，いわゆる“ふきよせ”状の産状をしめすばあいには，貝の内側を上にむけているものや，層理に対して直角の方向に堆積しているものもある。また，化石の密集部が渦巻状をなすばあいには，両殻類の化石が，化石の密集部とその周辺の貧化石部ないし無化石部との境界にそって，平行に配列していることがある。

4. *Dentalium* や，細長い形をした腹足類（たとえば，各種の *Myurella* など）が，それらの殻頂をある一定の方向にそろえているようなことは，ほとんどない。

第5図 含化石部と貧化石部ないし無化石部とが，急激に，ほとんど鉛直線的境界をもって境されている例
（千葉県市原郡市津村越智下新田の瀬又層）



第6図 含化石部が渦巻状をなしている例
（千葉県市原郡市津村越智下新田の瀬又層）

5. 個々の化石の保存状態は，ところにより，また，種類によってことなるが，がいして，水磨されているものが多い。

ロ．細粒砂層ないし泥層中における化石の産状：細粒砂層ないし泥層中には，ときに，若干の軟体動物化石が散含されている。これらの化石は，ほとんどすべて，印象のみになり，石灰質の部分は溶解しさられている。

B．瀬又層：瀬又層は，おもに無層理塊状の中粒ないし粗粒砂からなり，多くの軟体動物化石をはじめ，若干の有孔虫類・海胆類・珊瑚類・腕足類・蘚苔虫類および甲殻類などの化石を産するが，大型化石の産状は，成田層におけるそれと大同小異である。

そして，井尻・藤田も指摘しているように，含化石部と貧化石部ないし無化石部とが，急激に，ほとんど鉛直線的境界をもって境されているところがある。（第5図）。

また，含化石部中の砂粒や化石の配列をみると，ある部分では，堆積のリズムをしめすような規則性もみられるが，ある部分では，むしろ，不規則な配列をしめし，いわゆる“ふきよせ”状の形態をなしている。

さらに，第6図のように，含化石部が渦巻状をなして，ラミナを有する砂層中にはいりこんでいるところがある。このばあいには，含化石部とその周辺のラミナを有する砂層との境界にそって，化石が渦巻状に配列していることが多い。

また，化石の密集部の形態には，横よりも縦に長いものがすくなくなく，これらは，断面では柱状をなして，貝殻層の柱がならんでいるような観を呈することがある**。

なお，瀬又層では，成田層のある部分におけるとおなじく，1つの含化石露頭のなかで，比較的大型の化石の密集部と，比較的小型の化石の密集部とがわかれていることが多く，また，部分により，化石の配列方式に特異性がみられ，あるいは，多産種もこ

* しかし，*Panope japonica* (A. Ad.) などは，しばしば，両殻片があわさったまゝふくまれている．

** この点は，すでに，大炊御門経輝・池辺展生[20]によって，千葉県市原郡市津村高田ノ堰における本層の含化石露頭について指摘されている．

となっていることが多い。

C. 佐貫層：佐貫層は，おもに泥質砂ないし泥からなるが，ところどころに厚薄の砂層をはさみ，また，不規則な形状をした礫層をふくむ。軟体動物および有孔虫類などの化石を産するが，とくに前者の産状は，岩相のことなるにしたがって，かなりにことなっている。

イ．泥質砂層ないし泥層中における化石の産状：泥質砂層ないし泥層中には，全層にわたって，若干の軟体動物化石が散含されているが，ときに，ある特定種が，ある特定の部分に密集していることがある。

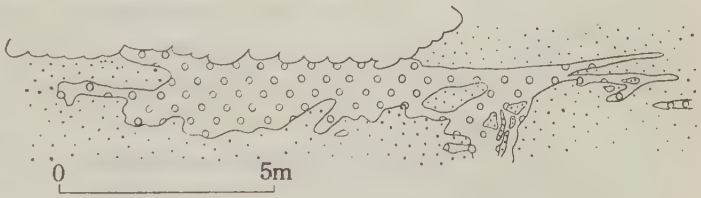
たとえば，千葉県君津郡大佐和町古船北方の峠の切割には，きわめて多くの *Limopsis crenata* A. Ad. が，少数の *Nassaria magnifica* Lke. や *Glycymeris rotunda* (Dkr.) などとともに産する部分があるが，この部分は，これらの化石をすこししか，または，まったく産しない部分にくらべて，とくに粗粒なことはなく，全体として，均質な泥からなっている。なお，これらの *Limopsis* の化石は，ほとんど大部分のものが，両殻片をとじており，また，水磨のあとをしめしていない*。

また，大佐和町笹毛から同町船端にいたる道路脇の露頭には，きわめて多数の *Saccella gordonis sasagensis* Ogose (MS) が，少数の *Natica severa* Gld. や *Dentalium* sp. などとともに産する部分があるが，この部分は，化石を多産しない部分にくらべて，いくらか粗粒で，かつ，粒度組成も，やゝ複雑である。しかし，多産する *Saccella* の化石は，ほとんどすべて，両殻片をとじており，かつ，水磨のあとも，あまりしめしていない。

ロ．砂礫層ないし含砂礫泥層中における化石の産状：砂礫層ないし含砂礫泥層中には，しばしば，化石が密集しており，とくに，泥と砂礫とが複雑に混交して，いわゆる“層間異常現象”を呈する部分には，多くのばあい，多数の化石が密集している。

そして，そのもっともいちじるしい例は，千葉県君津郡天羽町長浜から同郡大佐和町笹毛にいたる海崖に露出する，いわゆる“**笹毛層**”のなかにみられ，これについては，筆者[2)~3)]が，すでにくわしく報告した。

井尻・藤田は，“笹毛層”におけるこのような化石の産状をも，“化石床”にぞくさせ，その形態は，成田層のそれにもまさる不規則な，かつ，複雑な様相をしめしているが，その他の諸問題については，成田層のばあいと大同小異であると説明している。



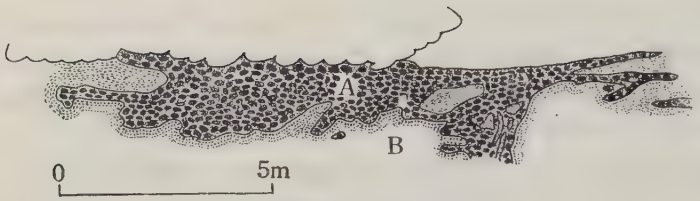
第7図　“笹毛層”の化石床（井尻・藤田，1949 原図）

第7図は，井尻・藤田が，“笹毛層”の化石床の一例としてかゝげたものだが，この図をみると，この“化石床”は，一見，成田層や瀬又層のそれらに，よく似た形態をもっている。すなわち，化石および多量の硬質岩の小円礫をまじえた粗粒砂（以下，Aとよぶ）が，不規則な，かつ，複雑きわまる形態をなして，化石および硬質岩の小円礫をまったくふくまぬ粗粒ないし中粒砂（以下，Bとよぶ）のなかにはいっているので，『A は，Bのなかに，“化石床”型をなしてはいっている』といえそうである。

しかし，これをくわしくみると，両氏が成田層における“化石床”の特徴としてあげたような諸性質**は，これには，まったくないだけでなく，成田層や瀬又層の“化石床”にはまだあきらかに

* ゆえに，この含 *Limopsis* 層は，*Limopsis* が，ある特定の場所で，短期間に大量に発生したために生成されたもので，*Limopsis* の遺骸が，水流によって特定の場所に集積して生成されたものではないと考えられる．

** たとえば，A・B両部をつらぬいて，共通の層理が発達していること，両部に共通の地層がはさまれていること，Aのなかに層理や堆積のリズムがみられること……などの諸性質．



第8図 "笹毛層"の化石床（第7図の修正図）
（砂粒および礫の大きさは，いくらか誇張されている）

されていない，つぎのような諸性質がみられる（第8図）。

（a） A・B両部の境界の直下におけるBの砂粒の配列は，明瞭に境界にそっており，Bの砂粒のラミナの傾斜が90°をこえている部分さえある。

（b） また，両部の境界の直上におけるAの礫の配列も，あまりあきらかではないが，境界にほぞそっているようにみえる。

したがって，この"化石床"の有する不規則な，かつ，複雑きわまる形態は，現象的にも，成因的*にも，成田層や瀬又層における"化石床"のそれとは，いちじるしくことなるものとなるのである。

筆者の観察したかぎりでは，"笹毛層"における"化石床"の形態は，じつに千差万別ではあるが，これらは，いずれかといえば，成田層や瀬又層におけるそれよりも，上に説明した例のほうに，より近い特徴を有するものばかりであった。

D．西小磯層：西小磯層は，おもに火山岩滓などの火山物質を多量にふくんだ礫岩からなり，多くの軟体動物化石を密集的に産する。この地層は，はじめ，大塚弥之助[21]によって，大磯層を傾斜不整合に被うものとされ，その後，井尻・藤田[1)・7)・10)]によって，大磯層中の1化石床とされたが，最近，小島伸夫[15]は，後者の説に賛成している。

しかし，露頭のよくないことと，筆者が，地域的な地質調査を完了していないこととによって，本層と大磯層との正確な関係は，こんにち，まだあきらかでない。

たゞ，すくなくとも井尻・藤田がえがいた本層の"化石床"の図だけからは，これを，たゞちに，成田層などの"化石床"とおなじ類型にぞくさせることはできないし，また，大塚の不整合説を，根本的に否定することもできないようである。

筆者の観察によれば，大磯層と西小磯層との斜交現象は，下位の大磯層が，上位の西小磯層によって同時侵蝕されたことをしめすにすぎないものと解釈され，したがって，成因的には，むしろ，"笹毛層"の"化石床"に近いもののように推察される。

いずれにしても，本層の"化石床"にかんする問題は，今後，さらにくわしい調査研究を要するものとして，いちおう保留しておくことにする。

（2）"化石床"の成因にかんする筆者の見解の総括

以上のべたところからあきらかなように，いわゆる"化石床"の成因のおもなものには，A．地下水または天水による化石の差別的溶解，B．化石の差別的堆積，C．地層の続成過程における差別的圧縮の3つが考えられる。そして，これらの3つのうちのいずれが主因となっているかは，各層ごとに，また，同一層においても，個々の含化石層ごとに，当然ことなるはずであるが，筆者は，これまでの野外観察資料から，成田層のばあいには，Aが主因でBが副因であり，瀬又層にあっては，Bが主因でAが副因をなし，さらに，"笹毛層"のばあいには（おそらく西小磯層のばあいにも），Bが主因で，Bが原因となっておこなわれたCが副因であると，いちおう推論的に結論している。

A．地下水または天水による化石の差別的溶解：井尻・藤田のいう"化石床"のうちのあるもの

* このばあい，含化石部の有する不規則な，かつ，複雑きわまる形態は，池辺展生[5)]や小池清[14)]のいう"海底土石流"式の急激な水流による差別的沈積作用と，地層の続成過程におこなわれた差別的圧縮作用との双方によって規定されているものと考えられる．

――とくに，成田層の“化石床”のうちの大多数のもの――のしめす不規則な，かつ，不連続的な形状が，地下水または天水による化石の差別的溶解にもとづくものであることは，すでに詳述したとおりである。井尻・藤田もまた，成田層の一部の“化石床”には，げんに，あきらかに溶解作用が進行している事実をみとめている。

しかし，両氏は，『もし，成田層の全化石床の形態が，地下水あるいは天水の溶解作用によって規定されているものとするならば，すべての化石の産状は，化石床式でなくてはならないであろう』とし，その理由として，われわれが研究する化石は，すべて，地下水や天水の作用をこおむるような，地表に近い部分から産するものであることをあげている。そして，“笹毛層”や西小磯層などでは，水に溶解されることのない礫が，化石と複雑に混交していることから，水による化石の溶解は，“化石床”の成因に対しては，なんら本質的な役割をいとなんでいないものと断定しているのである。

しかしながら，いかなる年代の，いかなる地域の含化石層も，地下水または天水の溶解作用を，均等にうけているのではない。含化石層にも，透水層・不透水層の区別があり，おなじ透水層でも，その地層の粒度・粒度組成や孔隙率の差異にしたがい，部分ごとに，含水率がことなるはずである。さらに，その地層がつくっている陸地の起伏の状態や，その地層の分布地域における降水量の多少なども，その地層における含水率を大きく左右するであろう。ゆえに，**ある特定の含化石層にだけ，あるいは，同一含化石層中のある特定の部分にだけ，差別的に，選択的に，地下水または天水の溶解作用がはたらくことは，むしろ，きわめて当然であり，**すこしもふしぎなことではないのである。

このような観点にたてば，“笹毛層”や西小磯層において，礫と化石とが混交している事実は，逆に，地下水または天水による化石の溶解が，差別的におこなわれていることの証拠にこそなれ，成田層や瀬又層の“化石床”が，水による溶解作用をあまりうけていないことの証拠には，けっしてならないであろう。

いずれにしても，成田層や瀬又層の“化石床”と，“笹毛層”や西小磯層のそれらとは，現象的にも，成因的にも，いちじるしくことなるものであり，したがって，1つの層の“化石床”の成因を，他層の“化石床”のそれにも，そのまゝあてはめることは，あきらかなあやまりであるといわねばならない。

B．化石の差別的堆積：いわゆる“化石床”は，ほとんどすべてのものが，粗粒岩層中に存在する。ゆえに，“化石床”をふくむ地層は，点在型の化石層をふくむ細粒岩層にくらべれば，比較的急激な流れのある海底で，比較的急激に沈積したものとみなすことができる。

とくに，一部の“化石床”にみられるように，化石の密集部の堆積物の粒子が，その周辺の貧化石部ないし無化石部のそれにくらべて，より粗粒であること，砂鉄などの比重の大きい鉱物は，化石の密集部のほうに，より多量にふくまれていることが多いこと……などは，海底を移動していた物質が，その粒度や比重におうじて，それぞれ，海底のことなる部位に，差別的に沈積したことをしめしている*。

また，一部の“化石床”において，砂粒や貝の破片が，しばしば竜巻状や渦巻状をなして配列していたり，いちじるしいクロス-ラミナをつくって配列していたりすることなどは，この種の“化石床”が，いわゆる“ふきよせ”によってできたことの証拠となるものである。

* とくに，化石が砂礫にともなって，泥質岩のなかに複雑に混交している地層の岩相は，このような差別的沈積作用によって，第一義的に規定されているものと考えられる．池辺[5]や小池[14]は，“笹毛層”におけるこのような化石の産状を，海底土石流によって説明しているが，筆者[3]がすでにのべた見解も，本質的には，池辺や小池のそれと同様であり，ただ，続成過程における変形の重視のしかたが，やゝことなるだけである．

これに対して，井尻・藤田[10]は，『化石床は，その各部分と同一層準にある，その周辺の地層と同時的に堆積したもの』と考え，さらに，『化石床は，化石の“ふきよせ”によって生じたものではない』と明言している*。しかるに，両氏は，おなじ論文のなかで，『化石床は，比較的急激な水流によって，比較的急激につくられたもの』であることをみとめ，ふきよせられて生じたと考えて，なんらさしつかえないものをも，化石床の実例として図示しているのである。

すくなくとも瞬間的には，含化石砂と無化石砂とが，それぞれ，海底のことなる部位をしめて同時に沈積することは，現在の海岸や海底でも，じっさいにみとめられている。しかし，このような差別的沈積作用が，同一場所で，かなりの長期間にわたって継続し，あるところには含化石砂だけが，あるところには無化石砂だけが，layer by layer に，積分的に堆積し，地層として固定していくことは，よほど特殊の水の運動か基盤の運動を考えないかぎり，一般には，ほとんどありえないことと思われるのである**。

化石床とその周辺の無化石部とが，同時に，“積分的”に堆積したという井尻・藤田の見解は，両部をつらぬいて，共通の層理が発達していたり，共通の地層がはさまれていたりする事実や，化石床内に，層理や堆積のリズムがみられる事実などから，みちびかれたものであるが，筆者のこれまでの観察によれば，こうした諸事実がみられるところでは，化石床の周辺の地層には，ほとんど例外なしに，地下水または天水による化石の溶解作用がおこなわれた証拠が存在していて，井尻・藤田の見解をさゝえるような実例には，いまだかって，接したことがない。ゆえに，**両氏の見解は，化石が水によって溶解しさった部分を，もともと化石がまったく堆積しなかった部分と誤認したために成立したものである**ことが，きわめてあきらかなのである。

いずれにしても，“化石床”の成因の1つをなす“化石の差別的堆積作用”は，両氏が考えていたものとはまったくことなる形で理解され，把握されるべきものとなるのである。

C．地層の続成過程における差別的圧縮：すべての地層は，その沈積当初は，かなりの孔隙を有するが，堆積過程・続成過程の進行とともに，次第にその孔隙率を減じ，圧縮されていく。このばあい，圧縮の程度は，同一地域の同一年代の地層では，一般に細粒岩層ほど高く，粗粒岩層ほど低いはずである。ゆえに，“笹毛層”のように，部分によって，粒度および粒度組成がいちじるしくことなる地層が，続成過程でうける圧縮作用は，当然，部分によってかなりことなり，その結果，細粒部と粗粒部との境界は，その地層の沈積当初よりも，さらに複雑な形態をとるにいたるであろう。

第8図において，B（細粒部）における砂粒のラミナが，BとA（粗粒部）との境界に平行している事実，また，この境界付近におけるAの礫が，この境界にそって配列しているようにみえる事実などは，細粒部のほうが，粗粒部よりもいっそう圧縮されたため，粗粒部が細粒部のなかにめりこんでいったことをしめすものと考えられる。

また，すでにのべたように，貧化石部ないし無化石部は，化石の密集部よりも，いっそう圧縮されていることが多いが，これは，前者の部分にふくまれていた化石が，水によって溶解され，この部分の地層の実容積が，溶解された化石の有していた容積だけ減少したことによるものであろう。また，

* たゞし，その後，井尻・藤田[11]は，“化石床”のなかには，小部分についてみれば，ふきよせられて生じたものもあるとのべている．しかし，このようなものは，あくまで例外的なものと考えているようである．

** 含化石砂は，無化石砂よりも，一般に沈積速度がはやいから，もし，井尻・藤田がいうように，両者が，同時に，積分的に堆積していくならば，含化石砂のほうは，海底に，次第に高まりをつくるようになろう．しかし，このような高まりをつくる含化石砂は，粗粒砂が沈積するような水の動きがあるところでは，地層として固定されないうちに，いずれ侵蝕され，それまで無化石砂が沈積していた海底の低所へ運搬されて，そこに再沈積するにちがいない．

貧化石部ないし無化石部のほうが，化石の密集部よりも，もともと化石のふくまれかたがすくなく，かつ，堆積物の粒子も細粒であるために，前者が，後者よりも，いっそう圧縮されるにいたったばあいもあると考えられる。

いずれにしても，地層の続成過程におけるこのような差別的圧縮作用は，その地層の有する岩相の不均一性・不規則性に由来するものであり，したがって，本質的には，そうした岩相を有する地層をもたらした差別的堆積作用によって，第一義的に規定されるものとなるのである。

IV. “化石床”の概念が，いかなる混乱をまねいたか

以上のように，すくなくとも，成田・瀬又・佐貫および西小磯の諸層の“化石床”は，それぞれ，特徴をもっており，たゞ，『現在の含化石露頭における化石の密集部が，不規則な，かつ，複雑な形態をなして，貧化石部ないし無化石部のなかにふくまれている』という点で，わずかに共通点を有するにすぎないのである。

かくして，井尻・藤田が新しい概念として提唱した“化石床”のなかには，いろいろな形態的特徴を有するもの，したがってまた，いろいろな成因のものが混在していることがあきらかになり，“化石床”の概念は，根本的に修正されるべきものとなった。

ところで，このような“化石床”の概念は，当然，その後の井尻・藤田の諸研究だけでなく，他の多くの人たちの諸研究にも，すくなからぬ影響をあたえるとともに，この“化石床”という用語は，以下にのべるように，人によっていちじるしくことなる，しかも，あいまいないみに用いられるという結果をうむにいたったのである。

鹿間時夫[22]は，化石の産状の1類型をあらわすものとして，“化石塊 (fossil cluster)”という用語を提唱したさい，これを，『井尻のいう成田層の化石床とおなじもの』とし，その成因については，『底流などによる“ふきよせ”によって生じたもの』と考えた。しかし，すでにのべたように，井尻・藤田は，『“ふきよせ”という作用は，化石床の成因にとっては，非原則的なものでしかない』と考えているので，井尻・藤田のこのような見解を，鹿間がどう理解しているかは，鹿間の論文のうえだけからは，よくわからない*。

また，日本各地に断片的に分布する三畳紀ノーリック世の *Entomonotis ochotica* 層の化石の産状は，従来，一部のものをのぞいて，“化石堆 (fossil bank)”とされてきたようだが，市川浩一郎[6]は，東京都西多摩郡大久野村岩井における同層の化石の産状を，井尻・藤田のいう“化石床”にぞくさせている。しかし，市川の論文には，この *Entomonotis ochotica* 層では，この化石の多産部が，この化石をすこししか産しない部分に側方に移化しているとしるされ，化石の密集部が，まったくの無化石部を間にはさんで，断続的に発達しているという事実は，しめされていない。ゆえに，この *Entomonotis ochotica* 層の化石の産状は，井尻・藤田の“化石床”の定義にあてはまらないばかりか，いわゆる“化石堆”（あるいは，レンズ状化石層）にぞくするものと考えても，なんらさしつかえないものなのである。

このように，化石の密集部が，不規則な，かつ，複雑な形態をなして，貧化石部ないし無化石部のなかにふくまれてさえいれば，その形態や成因のいかんにかゝわらず，そうした化石の密集部を“化石床”とよぶ傾向は，最近，とくにいちじるしく，極端なばあいには，無化石層における複雑な粒度組成の岩相を表現するようなばあいでさえ，“化石床的”ということばが乱用され，これによって地層の不連続性・有限性が表現されていることも，けっしてすくなくないのである。

---

* 筆者の推測によれば，井尻・藤田が，一方では，『多くの化石床は，“ふきよせ”によって生じたものではない』と明言しておきながら，他方では，あきらかに“ふきよせ”によって生じたと考えられるものや，海底土石流によるものをも，“化石床”とよんで図示していることが，このような誤解をうむ最大の原因となったものと考えられる。

したがって，今後は，こうした混乱を解決するために，まず，個々の含化石層における化石の産状をくわしく観察して，“化石床”といわれているものの現象形態的特徴を，個別的にあきらかにし，あわせて，その成因にかんする堆積学的・地層学的考察をすゝめていくことが，何よりも必要となるのである。そして，従来から，化石堆・化石礁あるいは化石塊などといわれているものとの異同をも，はっきりさせなくてはならない。

V. “化石床”という用語の処置について

以上のように，井尻・藤田が提唱した“化石床”の概念には，いちじるしい混乱があるだけでなく，“化石床”という用語それ自体も，化石の産状の1類型をあらわす用語としては，以下にのべるような，いくつかの難点をもっている。

（1） **先取権上の難点**：井尻・藤田は，“化石床”という用語を，“新称仮称”として提唱したが，じっさいには，この用語は，けっして新称ではなく，かなりの昔からも，多くの人たちによって，しばしば用いられてきている。とくに，この用語は，哺乳類化石専攻の古生物学者が，このんで用いてきたものなのである。

井尻・藤田の論文の公表以前の，“化石床”という用語の使用例は，かなり多いが，これらをみると，この用語は，あるばあいには，『ある特定の種類の化石をふくむ地層*』をいみし，あるばあいには，『ある地層中の化石をふくむ部分**』をいみしている。そして，井尻・藤田のように，この用語を，化石の産状の1類型をあらわすものとして用いることは，従来は，ほとんどなかったようである。

ところが，井尻・藤田の提唱いらい，この用語は，むしろ，化石の産状の1類型をあらわすものとして，広く用いられるようになった。

しかしながら，およそ，用語を制定し，あるいは，再定義しようとするばあいには，先取権あるいは従来の一般的慣用をできるだけ尊重するのがたてまえである。もし，井尻・藤田が，すでに用いられている“化石床”という用語を，化石の産状の1類型をあらわす用語として転用し，再定義したほうがよいと考えるばあいには，それと同時に，従来のいみの“化石床”に対して，かわりの用語を提唱しなくてはならない。

それにもかゝわらず，両氏は，いまだかつて，このかわりの用語を提唱したことがなく，したがって，“化石床”という用語を，両氏が定義したように用いることは，不適当となるのである。

（2） **字義上の難点**：井尻・藤田が提唱した“化石床”という用語は，つぎのような理由により，字義のうえからも，適当とはいゝえない。

その第1の理由は，“床”という字は，元来，「室内の板じき」・「ねどこ」・「ねだい」などをいみする「牀」という字の俗字であって***，“bed”といういみこそもっているが，“enclosure”といったいみは，まったくもっていないことである****。

また，第2の理由は，“床”という字は，地層の分類の区分単位をあらわす用語として用いられるばあいにも，けっして，“enclosure”のようなものに対してのみ用いられているのではないことである。

すなわち，かつて，池辺[4]は，地層の岩相的分類の区分単位をあらわす用語を提案したさい，“床”という用

* 例．哺乳類化石床・化石象床・ステゴドン化石床
** 例．阿波国勝浦川盆地下部白亜系中の化石床
*** 服部宇之吉・小柳司気太の漢和辞典による．
**** 小林貞一[13]は，“fossil bed”の訳語として，“化石床”の用語を用いている．

語を，岩相的分類の最小区分単位をあらわすものとしての“bed”の訳語として，すなわち，今日一般に慣用されている“単層”(stratum) の同義語として用いたが，この単位で識別される地層（ほとんどまったく均様性のある岩相を有する地層）は，けっして，enclosure のようなものとはかぎらず，その空間的ひろがりの形態には，いろいろなものが存在しているのである。

*　　*　　*

以上のような諸理由により，筆者は，化石の産状の1類型をあらわすものとしての“化石床”という用語を廃棄し，個々の含化石層における化石の密集部の形態的特徴におうじて，化石堆・化石礁あるいは化石塊という用語を拡張解釈することにより，“化石床”にかえてはどうかと考える。そして，“化石床”という用語は，化石の産状の1類型をあらわす用語としてでなく，ある特定の種類の化石をふくむ地層をいみする用語としてのこしておきたい。こうすることが，従来の一般的慣用をできるだけ尊重するという趣旨からも，また，井尻・藤田の“化石床”の概念の誤謬にもとづく無用の混乱を，今後できるだけふせぐためにも，最善の策であろうと信じている*。

VI. 提起される諸問題

以上のべたことは，地質学の各分野における最近の多くの研究に，いろいろと重要な問題を提起している。つぎに，この点にかんする筆者の見解の一部をのべて，小論の結論にかえることにしたい。

（1）**堆積学上の問題**　井尻・藤田は，ほとんどすべての“化石床”の成因を，化石の堆積機構だけで説明しようとしたが，筆者により，地層の続成過程におこなわれたいろいろな作用も，“化石床”の成因に大きな役割をはたしていることがあきらかにされた。ゆえに，今後は，堆積過程および続成過程という，段階的にことなる2つの過程を，いちおう区別するという観点にたち，化石の産状にかんするさらにくわしい野外観察資料と，現在の堆積についてのいっそう豊富な知識とをもとにして，多々の含化石層の複雑な形態の成因をあきらかにし，あわせて，“化石床”の概念が，現在科学としての堆積学に対して提起した諸問題を，根本的に再検討する必要がある**。

（2）**層序学または地層学上の問題**　井尻・藤田は，“化石床”の存在があきらかにされたことによって，地層の不連続観・有限観が具体的に導入されたと強調し，さらに，これによって，従来の対比論や分帯は，なんらかの形で反省され，批判されなくては，論理的に成立しえなくなるとした。

しかし，いわゆる“化石床”をふくむような粗粒岩層は，このようなものをふくまない細粒岩層にくらべれば，側方への連続性に比較的とぼしいのは当然であり，このことは，けっして，井尻・藤田がはじめてあきらかにしたことではない。ゆえに，このような不連続性を資料にして，地層の不連続観・有限観を強調したところで，それは，すこしも，従来の地層の連続観・無限観をうらぎったことにはならないのである。

それどころか，“化石床”の概念の誤謬があきらかにされたこんにちでは，逆に，“化石床”の概念に出発した(あるいは，影響された)，最近の多くの層序学あるいは地層学上の研究成果は，方法論的に，再検討されなくてはならないことになろう***。

---

*　木村春彦[12]は，化石の産状の1類型をあらわす用語としての“化石床”を，“化石塊床”と訂正してはどうかとのべている．しかし，“化石床”という用語を，従来一般に慣用されてきたいみの用語としてのこす以上，“化石塊床”という用語も，まぎらわしさをふせぐ結果にはならないであろう．

**　井尻[8]が，“化石床”の研究過程で発想したという“堆積学の根本問題”にかんする見解は，このような観点から，根本的に批判され，再検討されなくてはならないであろう．この点については，別稿でのべることにする．

***　たとえば，池辺[5]や小池[14]は，いわゆる層間異常のなかに，“化石床的”な成因のものがあるとのべているが，そういうものの実体を究明することも，のこされた問題の1つであろうと考えられる．

(3) 古生態学上の問題 井尻・藤田は，成田層産の軟体動物化石のなかには，ことなる棲息圏を有するものが混在していることを指摘し，また，これらの化石には，水流によって運搬篩別されたものが多いこと，海水・風波に洗われて，磨耗しているものが多いこと……などから，化石床をつくる化石は，原地生のもの——生態をしめす化石——ではないと結論している。このような見解が，『多くの化石は，直接的に，古生物の生態環境条件をしめすものである』とする，従来の多くの人たちの見解に対して，反省をあたえたことは事実である。しかし，一方，こうした両氏の見解が，『化石を用いて地層の沈積環境を推定することは，原則として不可能である』といった行きすぎた見解を，一部の人たちにいだかせる結果となったことも，また，あらそわれない事実である。

筆者が，これまで，各地の含化石層を検討してきた結果[3)・19)]は，如上の両氏の見解とかなりことなり，大部分の密集型化石層産の軟体動物化石群は，その化石層に対して準自生的な群集と，他生的な群集との混合からなるという結論に到達したが，このことは，各化石層産の個々の化石の準自生・他生の区別ができれば，その化石層の沈積環境の推定は不可能でないことをしめしている。

また，これと同時に，こうして推定された各密集型化石層の沈積環境は，従来一般に考えられていたものとはかなりことなることが，多くの実例からあきらかにされた*。

ゆえに，今後は，こうした観点から，古生態学の基礎的概念および方法を，さらに検討していくことがのぞまれるのである。

(4) 古地理学上の問題 湊正雄[16)]は，化石床群の古地理学的意義を重視し，成田層における化石床群の長軸の方向は，おそらく，その化石床群が生成された当時の，その化石床群が生成された海域の海岸線の方向をあらわすものであろうとした。

しかし，井尻・藤田の“化石床”の概念の誤謬が，具体的にあきらかにされたこんにちでは，“化石床群”の概念も，当然，再検討を要するものとなるのである。とくに，成田層の“化石床”の形態は，地下水または天水による化石の差別的溶解によって，第一義的に規定されているものである以上，“化石床群”の規則正しい空間的なひろがりかた，“化石床群”の長軸の規則正しい方向性，1つの“化石床群”内における個々の“化石床”の厚さの有律的な変化性の問題などは，いったい，いかにして説明されるべきものとなるのであろうか。

また，井尻・藤田が，成田層の多くの“化石床”を，いかにして，少数の“化石床群”に統合したかについては，両氏の論文からは，まったくしりえない。すくなくとも，1つの“化石床群”をつくる多くの“化石床”は，たがいに同一層準のものでなくてはならないはずだが，両氏が1つの“化石床群”に統合している多くの“化石床”は，すくなくとも，今日の層序学的知識によれば，かならずしも同一層準のものばかりではないようである。ゆえに，かりに百歩をゆずって，成田層の“化石床”の形態が，海底における化石の差別的堆積によって生じたものとしても，両氏の指摘したような“化石床群”が実在するか否かは，はなはだ疑問であるといわざるをえない。

したがって，これらの諸問題が根本的に解決されぬかぎり，化石床群の生成海域と海岸線との距離の問題や，化石床群の生成海域の浅深の問題などを検討することも，すべて無益におわるであろう**。

* 井尻・藤田は，化石床は，浅い近海底でつくられたものとしているが，筆者のこれまでの研究によれば，とくに，“ふきよせ”や海底土石流によって生じたと考えられる“化石床”には，上浅海ないし中浅海帯成のものよりも，亜浅海ないし下浅海帯成のもののほうが多い．このことは，“ふきよせ”や海底土石流による運搬作用は，上浅海ないし中浅海帯でもおこなわれるにしても，こうして運搬された物質が地層として定着する場所は，むしろ，より深い亜浅海ないし下浅海帯の海底であることをしめしている．

** すくなくとも，今日の層序学的知識からは，成田層沈積当時の，同層が沈積した海域の海岸線が，同層の“化石床群”の長軸の方向である北西—南東方向にのびていたという古地理学的解釈は，ほとんど成立する余地がない．これは，このような“化石床群”が，まったく架空の存在であることによるものであろう．

（5） 応用地質学上の問題　井尻・藤田[10]は，『化石床の概念は，水成岩源の地下資源，とくに，石炭・石油・石灰岩・鉱層型の金属鉱床の成因と，その探鉱・採鉱・鉱量計算などに，多大の影響をあたえるものである』とし，さらに，井尻[7]は，『化石床という事実の発見とその概念は，……水成岩源地下資源の開発に，多大な積極的貢献をなしつゝあるが，……』とのべている。一部の石炭地質学者のなかには，こうした井尻らの主張に相呼応して，“化石床”の概念が，炭田の開発に，大きく寄与していると力説しているものもあるのである。

筆者は，不幸にして，“化石床”の概念が，水成岩源地下資源の開発に貢献した実例を，まったくしらないが，もし，このような実例がどこかにあるとすれば，そのような“化石床”の概念は，いったい，いかなる内容のものなのであろうか。すくなくとも，井尻・藤田の“化石床”の概念の誤謬があきらかにされたこんにち，じっさいの地下資源開発に貢献したといわれる“化石床”の概念は，井尻・藤田が提唱したものとは，まったく別個のものでなくてはならないはずである。もし，石炭層の不連続的な発達や，その層厚の不規則な膨縮の状態などを，たゞちに，“化石床”的な成因によるものとする見解がおこなわれているとすれば，このばあいにも，やはり，石炭層の続成過程におけるいろいろな変形を考えてみる必要があろう。

VII. あ と が き

小論は，いわゆる“化石床”にかんする筆者のこれまでの研究の結果を要約したものであるが，野外観察が，まだ，かならずしも十分でないため，筆者の見解にも，なお，いくたの難点が存在するおそれが，ないとはいゝえない。各位におかれては，小論の内容を，実地で十分検討されたうえ，卒直な批判をしていただきたいと，心から念願している。

おわりにのぞんで，粗稿をよんでくださった高井冬二先生をはじめ，野外および室内で，いろいろとご意見をおきかせくださった佐々保雄・新野弘・鈴木好一・鹿間時夫・池辺展生の諸先生，菅野三郎・手島淳・石和田靖章・杉村新・小池清・成瀬洋・小島伸夫・井上正昭・藤原昭・羽鳥謙三・三梨昂・品田芳二郎・松田時彦・青木滋・佐藤任弘の諸学友に，あつくお礼申しあげる。それとともに，井尻・藤田両氏に対しては，無遠慮な批判をあえてしたことを，衷心からおわびし，あわせて深謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

1) 藤田　至則 (1950)：大磯附近の第三紀層について〔演旨〕　地質雑，55 巻，648～649 号，189～190 頁.
2) 藤原　昭・生越　忠 (1952)：千葉県佐貫町付近の新生代層　地質雑，58 巻，683 号，387～399 頁.
3) 藤原　昭・生越　忠・富田晋嵩 (1952)：いわゆる“笹毛層”およびその化石群について　地質雑，58 巻，684 号，411～421 頁.
4) 池辺　展生 (1940)：新潟県各油田の地層の対比　石油技協，8 巻，5 号，364 頁.
5) 池辺　展生 (1951)：いわゆる層間異常についての考察〔演旨〕　地質雑，57 巻，670 号，320 頁.
6) Ichikawa, K. (1951)：Note on the Entomonotis-bearing Triassic Formation at Iwai near Itsukaichi, Tokyo Prefecture, with a Description of a New Entomonotis. *Trans. & Proc. Palaeont. Soc. Japan, New Series*, No. 2, p. 44.
7) 井尻　正二 (1950)：地質学における化石床の意義と価値について〔演旨〕　地質雑，55 巻，648～649 号，197 頁.
8) 井尻　正二 (1950)：堆積学の根本問題　科学，20 巻，7 号，298～302 頁.

9) 井尻 正二 (1956): 古生物学 22 頁, 230～233 頁 (理論社).
10) 井尻正二・藤田至則 (1949): 化石床 (Fossil Enclosure) (新称仮称)……化石の成因, 特に, 化石の堆積機構の研究…… 地球科学, 1 号, 29～37 頁.
11) 井尻正二・藤田至則 (1952):「化石床」の意味について 新生代の研究, 15～16 号, 265～272 頁.
12) 木村 春彦 (1955): 堆積機構の基礎的研究 (その 6)——渦による堆積 (化石床式堆積物の成因に連関して)—— 地質雑, 61 巻, 714 号, 103～116 頁.
13) 小林貞一ほか (1954): 古生物学 上巻, 12 頁 (朝倉書店).
14) 小池 清 (1955): いわゆる層間異常の地史的意義について 地質雑, 61 巻, 723 号, 566～582 頁.
15) 小島 伸夫 (1954): 大磯地塊の地質について 地質雑, 60 巻, 709 号, 445～454 頁.
16) 湊 正雄 (1953): 地層学 §40 岩相変化の諸問題 188～189 頁.
17) 生越 忠 (1952): "化石床" (fossil enclosure) という用語について——混乱している地質学上の諸用語の検討 (その 2)—— 地学研究, 6 巻, 1 号, 4～11 頁.
18) 生越 忠 (1953): 化石の産状をあらわす諸用語について——混乱している地質学上の諸用語の検討 (その 3)—— 地学研究, 6 巻, 2 号, 74～81 頁.
19) 生越 忠 (1956): いわゆる "西谷砂層" の一部から産する軟体動物化石の混合の型について 石油技協, 21 巻, 2 号, 34～44 頁.
20) 大炊御門経輝・池辺展生 (1934): 上総東金町及び大澤町附近の貝化石層 (関東南部新生代化石群 其の一) 地球, 22 巻, 3 号, 178～184 頁, 6 図版.
21) 大塚弥之助 (1931): 大磯層その他に就いて 地質雑, 38 巻, 451 号, 174～187 頁.
22) 鹿間 時夫 (1951): 南信富草統の化石産状について 鉱物と地質, 4 巻, 3～4 号 (21～22 集), 113～120 頁.
23) Yabe, H. (1911): A New Pleistocene Fauna from Tokyo, with a General Statement on the Pleistocene Deposits of Tokyo, Japan. *Geol. Mag., New Series, Dec. V, Vol. VIII*, pp. 210～217.
24) Yabe, H. (1921): Recent Stratigraphical and Paleontological Studies of the Japanese Tertiary. *Special Publ. Bernice P. Bishop Museum*, No. 7, pp. 775～796.
25) Yabe, H. & Nomura, S. (1926): Fossil-localities in the Environs of Kioroshi. Geological Guide to the Excursion to Kioroshi, Province of Shimosa. *Guide-Book Excursion C-6, Pan-Pacific Sci. Congr., 1926, Japan.* pp. 1～39.

総　　報

華中・華南の三畳系層序と三畳紀後期の造山運動

小　林　貞　一

寒武紀あるいは震旦紀以来存在した揚子江盆地では，幾度か海侵・海退を繰返して，三畳紀の初(Skytic, Anisic)にはまだ青海南部 (Semenow 山脈) まで海水が拡がっていたが，三畳紀後期の海退以来再度この盆地に海水の侵入することはなかった。また，この頃に造山運動が各地に起った。淮陽山脈や南京山地で金子・淮陽・南郷などという運動，湖南省乃至広西省で早口・湘南・安源などと呼んでいる運動がそれである。トンキンを中心とした印度支那北東部の主要造山期も，またこのころでこの地帯はまさに秋吉山地の南西翼に当っている (地学雑誌 60 巻, 1951, 参照)。このような地殻変動や古地理変化を考えると，華中・華南の三畳系は東亜地質上で特殊の意義を持っている。

貴州や広西省東部の三畳系に関する許徳佑の研究 (1940) を地質学雑誌 48 巻, 1941, に抄録して以後この方面の知識は一段と進歩した。張寿鍵・許徳佑・王鈺らの諸研究 (1942～44) を綜合すると貴州の三畳系層序は次の如くである。

Rhaetic	*Lepidopteris* を含む砂岩・頁岩・粗悪炭層.
Noric	欠　除.
Carnic	含 *Augustella* 三橋石灰岩・安順石灰岩・巴南層 (300 m). *Trachyceras* cfr. *aon* 層, *Halobia comata* を含む.
Carnic (?)	狭義の獅子山石灰岩 *Terebratula*, *Pseudomonotis*, *Myophoria goldfussi*, 頭足類を含む.
Ladinic (?)	狭義の松子坎統. 頁岩・砂岩に白雲岩・石灰岩を伴い, *Myophoria goldfussi*, *Velopecten albertii*, *Pleuromya elongata* を含む.
Ladinic	*Protrachyceras archaelaus* 層, *Daonella lommeli* を伴う.
Anisic	関嶺統 (600～700 m). 青岩で *Cassianella* を産す. 貞豊県馬場坪では下記の 2 部に分けられる.
上　部	黄色頁岩で海綿・腕足貝 (*Spiriferina*, *Spirigera*, etc.) 腹足類 (*Worthenia*) を含む Koken の所謂 *Ladino-Carnic* フォーナがこれに当るであろう.
下　部	石灰質頁岩 (*Japonites*, *Xenodiscus* を産する).
Skytic 上部	狭義の羅家壩石灰岩, 紫色頁岩を伴い *Loxonema gracilis*, *Entolium disticum*, *Meekoceras* を産する.
同　下部	狭義の茅草舗統で, *Clarcia*, *Eumorphotis*, *Ophiceras* などを含み, 上部層は石灰岩を伴う紫色頁岩, 中部は灰色乃至赤色の苦土質石灰岩, 下部は黄緑色頁岩である.

趙・劉両氏の四川・湖南の研究結果を要約すると三畳系の層序は次表の如くである.

	四川中·南部	四川東部	湖南北西部	湖南南東部
Carnic	嘉陵江	遠安頁岩		
Ladinic	石灰岩			
Anisic	白雲岩	巴東統（紫色頁岩・石灰岩）		
Skytic	飛来関紫色頁岩	大冶薄成層石灰岩		

大冶石灰岩は湖南省の南東部では茅口石灰岩を，北西部ではその下の棲霞石灰岩を，そして四川では峨嵋山玄武岩や二畳紀の色々の地層を非整合に被うている。二畳紀の初めには西康省は陸地で，青海南部・四川北西部か

ら南東方に開いた海湾があった。その中頃には東側が上昇・陸化し，瀉湖に石膏層を生じた。Anisic のフォーナは倭化しているというが，北上山地の風越階の腕足貝が倭少なのと偶然にも類似している。ラディニックの海退後にカーニックの小海侵があり，その後陸化した。貴州と同様ノーリックはない。そして香溪煤系（湖南々東部の小江口統を含む）が不整合に三畳系を被うている。この夾炭層は一般にライアスと考えられているが，私はそのうちにはレチックもノーリックもあり得ると思う。

四川では白堊紀の赤色岩層の堆積後に大変動があった。謝（1947）によると四川の香溪煤系（200～700 m）は灰色砂岩に頁岩・炭層を伴い，その上に重なる白堊系は上から次の3部に分けられる。

城牆岩統（500～2650 m），礫岩・赤紫色砂岩・頁岩。

重慶統（廣元統・嘉定統を含む，厚さ 1,000～2,500 m），赤紫色・光沢のある赤色頁岩・粘土を主とし，雑色一部礫質の砂岩と互層。

自流井統（千佛寺統を含む，200～500 m），雑色頁岩・暗黄色砂岩に若干の石灰岩・層内礫岩を挟む。

四川盆地では白堊系はそれ以前の地層と共に褶曲し，第三紀の茅台礫岩（南部），東湖礫岩（南東部）に被われている。李春昱（1951）はこれがすなわち燕山B時階で，これを四川運動と呼び，第三紀初めと考えて Laramie 変動に対比している。しかしここでは，その時代は正確には決められない。

南京山地を初め江蘇・安徽・浙江・江西など揚子江の下流地方には下部三畳系の青龍石灰岩が広く分布している（計栄森・許徳佑・盛莘夫，中国地質学会誌 16 巻，1936～37 丁文江紀念論文集参照）。喩徳淵（1945）によると淮陽山脈ではこの青龍石灰岩から震旦系までの地層が共に褶曲しているが，その構造はこの弧状山脈と一致している。そしてレチックの黄馬青統は淮陽時階の不整合を以って，青龍石灰岩から后島紀の高家邊統までの諸層を被うている。本統は一部砂質の紫色頁岩からなり，その基底礫岩は青龍石灰岩を含んでいる。そしてその上を被いかぶせてライアス層が広く分布している。南京山地では淮陽時階よりもライアスの象山統基底の南郷時階の方が重要な変動期であるが，淮陽山脈では逆である。

之を要するに揚子江盆地には海成ノーリックはない。カーニック以後に陸化して，所謂レトリアス層が大小の盆地に堆積した。その時代は植物化石で決められているので，実際にはノーリックやカーニックが含まれている可能性が多分にある。象山統も黄馬青統も *Dictyophyllum* を産し，華中の所謂レトリアスフローラとしては古型であるから，私は淮陽時階は Carno-Noric よりは新しくはあるまいと考えている。

雲南西部はビルマのシャン高原と共に古生代の地向斜帯で，張席禔（1947）によるとレチックを除く全三畳紀海成層がある。その層序は次の如くである。

Noric: Hopachung 統，砂岩・頁岩・粗悪炭層，*Myophoria napengensis, Burmesia lircta* を含む。

Carnic: 砂質石灰岩に雑色頁岩・泥灰岩，*Halobia superba, Myophoria goldfussi* を含む。

Ladinic 中・上部: 砂岩・千枚質頁岩，*Daonella indica, Protrachyceras spitiensis* など。

Ladinic 下部: *Diplopora annulata*。

Anisic: 団塊状石灰岩と灰色・雑色の頁岩，*Myophoria variegata, Lima striata* など。

Skytic: 飛來閘統，頁岩，時に砂岩，*Clarcia clarci, Pseudomonotis griesbachi*。

当時雲南中部は半島をなして南に突出していた。そしてカーニックに海水がその上に氾濫した。陸成相の層序は次の如くである。

祿豊統: Noric 乃至侏羅紀，紫色砂岩・雑色泥灰岩，厚さ 800～1,000 m。

Carnic—(?)Noric: Ipinglang 統，暗黄色砂岩・頁岩・粗悪炭層からなり，下部に白色珪岩・礫岩を伴い，エステリア，*Pterophyllum cequalis* などを産する。

Carnic: 嘉陵江石灰岩（—250 m），石灰質砂岩・苦土質石灰岩に頁岩を伴い，*Myophoria goldfussi, Anodontophora trapezoidalis, Gervillia* などを含む。

Ladinic—Skytic(?): 東川統，礫岩・砂岩・頁岩からなる雑色岩層で，偽層・漣痕がある。植物破片以外は無化石，上方には整合し，その下の二畳紀の宣威煤系との間に浸蝕の不整合がある。

張文佑（1947）によると廣西省では泥盆紀前の広西変動以後多くの古生代の地動が識別されるが，必ずしも強く

はない。中生代には重要な2時階がある。すなわち，來賓では下部三畳系の薄成層石灰岩と黄馬青 (?) 層との間に淮陽時階の不整合があり，西湾では古生層を被うている西湾煤系の基底に南郷時階の不整合がある。更に新しい変動としては，ヒマラヤ運動に対比している第三紀の Tayang 運動がある。これは永福統という礫岩・砂岩・頁岩からなる古期赤色岩層とこれを貫ぬく花崗岩類を被うている新期赤色岩層の白石山統との間の不整合によって示されている。

最後に，福建省には砂岩・頁岩からなる厚さ約 200 m のスキティック層がある。陳旭 (1942) は之を溪口統と呼んでいる：陳培源 (1950) は龍岩・寧洋所産の *Claraia, Eumorphotis, Gervillia* などを記載している。竜岩南西の藍田では本統は侏羅紀植物層に不整合に被われている。

追記：四川西部梁山縣の南方 25 km，銅鈎子に典型的に露出している銅鈎子層 (厚さ 125 m) は，飛仙関統上部に当り，主にチョコレート色砂岩と紫色頁岩からなり，灰色石灰岩薄層を挟んでいる。そして *Eumorphotis inaequicostata, Entolium discites microtis* を中・下部に，また *Claraia, Gervilleia costata, Velopecten albertii* などを上頂部に含み，下部三畳系の上部と考えられている。その上に嘉陵江石灰岩が重なっている。顧知徴 (1948), Fauna of the late Lower Triassic Tungkaitzu Formation of Western Szechuan. *Bull. Geol. Soc. China, Vol. 28, Nos. 3～4.*

序に述べておくが，タイ国北部 Lampang 東方 Mae Moh 地方で，*Balatonites, Beyrichites, Paratrachyceras, Ptychites, Sturia, Joanites, Halobia* (Kummel 鑑定)など中・上部三畳系 (Anisic～Carnic) の化石が発見された．この地方の三畳系は上位から (1) Doi Chang, 石灰岩, 厚さ50 m, (2) Doi Chang 頁岩·砂岩, 100 m, (3) 石灰岩·礫岩 10 m, (4) 含化石石灰岩, 43 m, (5) 石灰質砂岩及び頁岩, 10 m, (6) Pha Kap 石灰岩, 100 m, (7) Hong Hoi 頁岩·砂岩からなり，化石は (2), (4), (7)の3層中に含まれている。Pitakpaivan, K. (1955): Occurences of Triassic Formation at Mae Moh. *Rep. of Investigation*, No. 1, *Roy. Dept. Mines, Bangkok, Thailand.*

つぎに L. D. Kiparisova (1954): Illustrated Atlas of Characteristic Faunas and Floras in the Triassic Sediments in Maritime Province によると，ソ聯沿海州の三畳系にはレチックを除く5階に化石があり，Skytic は4帯にまた Noric は下位の植物層と上位のオコチカ層に分けられる。本書ではこの層序区分に従ってそれぞれの特徴的な化石が 45 図版に示されている。そのうちには約 10 種の新種または変種がある。*Pecten (Chlamys) similis* は *Chlamys mojsisovicsi* Kobayashi & Ichikawa と非常に近似している。

引　用　文　献

Chang, H. C. 張席褆 (1942): On some new Occurrence of the marine Triassic of Kueichou. *Bull. Geol. Soc. China, Vol. 22*; (1947): The Triassic Palaeogeography and Stratigraphy of Yunnan. *Ibid. Vol. 27, A. W. Grabau Mem. Vol.*

Chang, W. Y. 張文佑 and Sun, T. C. (1942): An additional Note on Stratigraphical Unconformity in Kuansi. *Ibid. Vol. 22, Nos. 3～4.*

Chao, C. H. 趙家驥 (*1946*: On the Triassic Stratigraphy of Szechuan. *Ibid. Vol. 24, Nos. 3～4* (1944).

Chen, Pei-Yuan 陳培源 (1950): On the marine Triassic Fauna of Lungyen and Ningyang, Fukien. *Quart. Jour. Taiwan Mus. Nol. 3, No. 2.*

Chen, S. 陳旭 (1942): On the Marine Triassic of Fukien. *Bull. Geol. Soc. China. Vol. 22, Nos. 3～4.*

Hsieh, C. Y. 謝家荣 (1947): A Review of the Stratigraphy, Structure and Geological History of the Szechuan Red Basin and the Occurrence of Natural Gas, Oil, Brine and Rock Salt contained therein, with special Discussion of their Origin and Future Prospects. *Ibid. Vol. 27, Grabau Mem. Vol.*

Hsu, Te-You, 許德佑 (1940): On the Occurrence of an Anisic Fauna in the Tunglan District, Kwansi. *Ibid. Vol. 20*; (1940): Some Triassic Sections of Kueichow. *Ibid. Vol. 20*; (1943): The Triassic Formation of Kueichow. *Ibid. Vol. 23, Nos. 3~4.*

——— ——— and Tseng, T. C. (1942): An Interesting Anisic Fauna of Machangping, Pingyueh, Kueichou. *Ibid. Vol. 22, Nos. 3~4.*

——— ——— and Chen, K. (1943): Revision of the Chingyen Triassic Fauna from Kueichou. *Ibid. Vol. 23, Nos. 3~4.*

Kobayashi, T. (1952): On the Southwestern Wing of the Akiyoshi Orogenic Zone in Indochina and South China and its tectonic Relationship with the other Wing. *Japan. Jour. Geol. Geogr. Vol. 22.*

Lee, C. Y. 李春昱 (1951): On the Szechuanian Movement. *Bull. Geol. Soc. China, Vol. 30.*

——— (1948): A Review of Mesozoic Orogenic Movements in China. *Contr. from Nat. Research Inst. of Geol. Acad. Sinica, No. 8.*

Liu, K. C. (1946): Orogenic Movements and Palaeogeographic Development in West Hunan. *Bull. Geol. Soc. China, Vol. 24* (1944).

Wang, H. C. 王鴻禎 (1945): Some Triassic Sections from Mileh, Yunnan. *Ibid. Vol. 25, Nos. 1~4.*

Wang, Y. 王鈺 (1946): Triassic Strata around Tsunyi City, North Kueichou. *Ibid. Vol. 24, Nos. 3~4* (1944).

Yu, T. Y. 喻德淵 (1945): The Huaiyang Movement, a main Orogenic Movement in the Huaiyang Range. *Ibid. Vol. 25, Nos. 1~4.*

短　　報

鹿間　時夫：化石脊椎動物学にて従来使用していた“化石床”の意義について

近来，所謂“化石床”に関する疑義が提唱されているが[1a-c]“化石床”という術語は，生越忠も指摘するように，1949 年，井尻正二・藤田至則の所謂新称でなく[2]，以前より化石脊椎動物の専門家により，しばしば使用されて来ており，完全なシノニムの状態にある．1950 年，日本地質学会第 56 年総会講演にて[3]，井尻の“化石床”という用語に対し，内容にそぐわない名称だから，“化石塊”とでも命名したらと，小林貞一の批評があり，講演者は“名前なんかどうでも宜しい(所謂仮称)”と答えた．その後，彼の“化石床”が盛行するにおよんで（使用者の何割までが無批判的無意識的迎合的であつたかは知らず），本来の“化石床”は没却され勝ちとなつた．1945年前の学界において，“化石床”の使用者達は，ことさらそれを定義化して用いなかつたために，その真の意義が良く理解されず，漠然とした用語のまゝ，井尻等の“化石床”と混同するに至つた．

本来の化石床は漠然と用いられたところに意味があつた．このように曖昧な語がなお学術語とされてきたのは，それが第四紀の化石脊椎動物を取扱う上に便利な用語であつたからに他ならない．松本彦七郎(1916)は化石床[4]または化石象床 (1924)[5]，小沢儀明(1926)は象化石床[6]，大塚弥之助 (1931) は化石床[7]とよび，その後，松本 (1938・1939) や鹿間 (1937・1943) は専ら“化石床”を用いて来た．その意味するところは多少の差があり，内容に巾と種類があつたが，井尻等の“化石床”のような鮮鋭な狭義の内容とは全く異るものである点，一致している．元来，我国の一特に第四紀の一象その他の脊椎動物化石は，その産状の不詳なものが多く，その産出地層の不正確なものが少くなかつた．にも拘らず，対比や記載に用いざるを得ない場合，化石層といわず，化石床の語をもつて換えていた (松本[4][5]・小沢[6])．就中，瀬戸内海底より多く得られる *Palaeoloxodon* 等の真の含有層は不明であるが，明石沖の産状等の経験にかんがみ，小豆島沖などのは，単一の地層より将来されたとみなし，それらの化石を含有する仮定的の地層を化石床といつた (大塚[7]・鹿間[10][11])．さらに，千葉県君津郡湊町長浜の哺乳類化石含有層に見られるように，Derived fossils とみなされる化石の一次的な本来の含有層（現象面でつきとめ得ないことが多い）に対しても，化石床なる語が用いられた (松本[8a,b]・鹿間[9b])．また，洞窟や裂罅内の化石層は不規則な形状を示すことが多く，その成因や古生態も複雑であり，なかにはドイツの Drachenhöhle のように，地層でなく洞窟壁に生痕の残る場合が少くない．この場合，化石は地層に含有されず，特定の空間（四次元的）に含有されるとでもいうより他にない．第四紀の洞窟堆積物の表面に化石骨が散布し，地層といえない場合も少くない（山口県秋吉台のフウセン穴等)．洞窟学の領域にて別段珍しくもないこのような特殊な化石の分布状態に対し化石床という語が用いられ(大塚[7]・鹿間[3a][11])，筆者はそれを分類して，8 の化石床型式を述べたことがある[9a]．その際，“化石床群”という語も用いてきた．

本来の“化石床”の定義．

特定の化石を一次的に含む四次元的空間で，その大部分は地層乃至層群であるが，現象面上で直接把握し得ないか，それが困難であることが多い．

a. 海底や湖底に洗い出されて分布する化石が一次的に含まれていた地層乃至層群(例．小豆島沖 *Palaeoloxodon-Bison* 化石床[7][10][11]．大泊沖 *Primigenius* 化石床[12])．

b. 化石を含む特定の洞窟や裂罅の全体またはその一部—化石層・堆積物とその表面の空間・洞窟壁(例．Drachenhöhle 式化石床．Grimaldi 式化石床．Dordogne 式化石床．Karnul 式化石床．周口店式化石床．Igthom 式化石床等)[9a]．

c. Derived fossils が一次的に含まれていた地層乃至層群 (例．佐貫化石床[8a]・触口山化石床[9b])．

d. 産出地層の不詳な場合，特定の化石の仮定的含有層(例．象化石床[6])．

化石脊椎動物学にて，特別に用いられてきた以上のような意味の“化石床”は，化石脊椎動物を専攻としないでも，第四紀に関心の深かつた大塚などは，好んで用いたところである．井尻等の“化石床”との混同をさけるために，どちらかが別の名称に変えた方が望ましい．筆者は分類学を多少ともかじつた者として，術語が用いられる場合の使用率などは，使用者の認識の差もあり，あまり問題にならぬと思う．筆者等の“化石床”に換えるべき他の適当な術語を見出し

得ない点は，井尻等の“化石床”と“化石塊”との関係の比ではない．筆者は井尻等の“化石床”の内容を云々するのではない．術語の選定に際しては，出来るだけ混乱をさけ，先取権を尊重するよう，一応専門の学史に通じておくことが，すくなくとも記載科学の領域においては常道であり，ドグマに陥らないですむとおもうにすぎない．なお，井尻等の“化石床”の英訳名 Fossil enclosure は，筆者等の“化石床”に英訳名がなかつたために，一応 priority はあるが，この語も筆者の b の内容に最も適切な語であるから，結局，化石塊 Fossil cluster の方が，井尻等の内容に対しては，より適切な語とおもう次第である．

1) a. 生越　忠(1952)：“化石床”(fossil enclosure) という用語について―混乱している地質学上の諸用語の検討（その 2)．地学研究，6 巻，1 号，4～11 頁．
b. 生越　忠(1953)：化石の産状をあらわす諸用語について―混乱している地質学上の諸用語の検討（その 3)．地学研究，6 巻，2 号，74～81 頁．
c. 生越　忠(1956)：いわゆる“化石床”にまつわる 2，3 の問題．地質学雑誌，62 巻，585～600 頁．

2) 井尻正二・藤田至則(1949)：化石床（Fossil Enclosure)（新称仮称)……化石の成因，特に，化石の堆積機構の研究．地球化学，1，29～37 頁．

3) 井尻正二(1950)：地質学における化石床の意義と価値について〔演旨〕．地質学雑誌，55 巻，648～649 号，197 頁．

4) 松本彦七郎(1916)：本邦哺乳類化石床表．地質学雑誌，23 巻，275 号，291～299 頁．

5) 松本彦七郎(1924)：日本産化石象の種類（略報)．地質学雑誌，31 巻，371～372 号，271 頁．

6) 小沢儀明(1926)：洪積世の大雨期に就きて．東洋学芸雑誌，42 巻，3 号，39 頁．

7) 大塚彌之助(1931)：第四紀．岩波講座〔地質・古生物〕，51 頁．

8) a. 松本彦七郎(1938)：上総国君津郡湊町長浜の上部鮮新系基底層産鹿角化石．動物学雑誌，50 巻，3 号，112～115 頁．
b. 松本彦七郎(1939)：上総国産化石哺乳類，動物学雑誌，51 巻，5 号，257～264 頁．

9) a. 鹿間時夫(1937)：裂罅及洞産堆積物．我等の鉱物，6 巻，5 号，39～63 頁．
b. 鹿間時夫(1937)：化石鹿より観たる台南州新化郡左鎮庄の化石哺乳動物の地質時代に関する一考察．台湾地学記事，8，10～12号，120 頁．

10) 鹿間時夫(1943)：哺乳動物より観たる東亜の洪積世に就いて (1)．満洲国立中央博物館論叢，6 巻，27 頁．

11) 鹿間時夫 (1952)：第四紀．地学叢書，3，63 頁．

12) 10)，30 頁．

ニ　ュ　ー　ス

北海道支部（1956年6月 21 日～9月 20 日）

○日本鉱業会北海道支部講演会

8月29日，産業会館で会務報告，北海道工業試験場で下記の講演会が開かれその後，同場見学が行われた．

柴岡道夫：石炭組織学について

広田和一：ゲルマニュームについて

○日本海洋学会秋季大会

9月6日から8日まで，北海道大学理学部で行われた．関係講演は次の通り．

星野通平：青泥の異常分布と漁場との関係について

小向良七：特異海底地形と流れとの関係について

須田暁次：大陸棚の研究

溝口　裕：浅海における砂の運動

○日本鉱山地質学会現地研究会

8月 20 日から 24 日まで，三菱金属鉱業下川鉱業所で行われた．講師は北大理学部石橋正夫氏と三菱金属菅清康氏．一般参加者 10 名．

○人　事

小林勇氏――8月 16 日，地質調査所北海道支所地質課長から，本所企画課長に転勤された．

沢村孝之助氏――8月 16 日，地質調査所地質部図幅第2課から，北海道支所地質課長に転勤された．

橋本亘氏――8月に，橋本地質調査所から，東京教育大学教授として赴任された．

大町北一郎氏――9月 16 日に，北海道大学理学部地質学鉱物学教室講師から，地質調査所鉱床部に転勤された．

○海外旅行

佐々保雄氏――8月 28 日，フルブライト交換教授として，カリフオルニヤ大学に赴かれるため，渡米された．途中，メキシコの万国地質学会にも出席される．

（浦島幸世記）

関東支部

海外旅行

○第 20 回万国地質学会（メキシコ）へ出席のため，東大地質学教室坪井誠太郎名誉教授は去る8月27日出発，10 月 12 日帰国された．

同じく埼玉大学々長遠藤隆次教授は去る8月下旬羽田を出発，10 月上旬帰国された．

また工業技術院地質調査所長兼子勝氏も9月10日出発，アメリカ各地を視察の後10月中旬帰国された．

九大理学部地質学教室松本達郎教授も同じく会議へ赴いた．

○東大地質学教室坂本峻雄教授はUNESCOの後進国開発援助計画による業務のためブラジルに滞在中であったが，メキシコの万国地質学会に出席し，去る9月下旬休暇の為約1ヶ月の予定で帰国された．

○大阪大学北校地学教室小泉光恵講師は Rox の研究室で珪酸塩合成に関する研究のため去る9月中旬米国 Pennsylvania University に向け出発した．

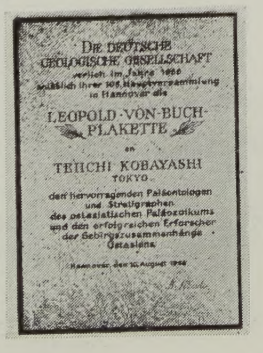
○東京水産大学新野弘教授は海底地質研究のため，10月4日渡米，南カリフォルニア大学に前半年，テキサス農工大学に後半年滞留の由．

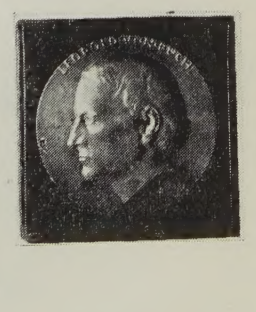
○工業技術院地質調査所中沢次郎・沢田秀穂両技官はアフガニスタン政府の委嘱により，同地の地質開発調査のため去る4月同地向け出発，同地で業務に従事中である．

○東大地質学教室高井冬二教授はイランイラク文化遺跡発掘調査の為，東大調査団の副団長として去る9月6日出発した．来年2月帰国の予定である．なお団長は東大江上教授である．

○会社関係として，海外へ出張中の地質家には，新井友蔵(同和鉱業柵原鉱業所長)，村岡誠(松尾鉱業)，志達晃(三菱金属)，枝　隆（同和鉱業小坂鉱業所）などの諸氏がある．

○東大小林貞一教授は，東亜古生代の古生物学及び層位学，東亜の造山作用に関する研究のすぐれた業績により，1956 年8月 Hannover において開催された，ドイツ地質学会の第 108 回総会で Leopold von Buch 賞を受けた．（写真はその賞状とメタル）


DIE DEUTSCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT
verlieh im Jahre 1956
anläßlich ihrer 108. Hauptversammlung
in Hannover die
LEOPOLD-VON-BUCH-PLAKETTE
an
TEIICHI KOBAYASHI
TOKYO
den hervorragenden Paläontologen
und Stratigraphen
des ostasiatischen Paläozoikums
und den erfolgreichen Erforscher
der Gebirgszusammenhänge
Ostasiens.



関西支部

9月例会　9月 29 日（土）大阪市立大学理工学部会議室において開催

火山層序学の序説……松本　隆・池辺展生

難波江層群（上部三畳系）の層序と化石帯について……中　沢　圭　二

関係学会講演会

○日本岩石礦物礦床学会，日本鉱物学会，日本鉱山地質学会の合同講演会が去る 10 月5日から 5，6 日の2日間に亘って仙台の東北大学理学部において行われた．

講演は鉱物に関するもの 26，鉱床に関するもの 15，岩石に関するもの9であったが活潑な討論が行われ甚だ盛会であった．なお一般講演に先立ち，次の記念講演会が行われた．

島田　衛氏：南北米の鉱山を巡って

吉木文平氏：原子炉と鉱物工学

また7日，6日の両日に亘り次の個所に見学旅行が行われ，学術上の意見の交換を通じて大いに親睦を深めることができた．

A班　福島県川俣水晶山ペグマタイト

B班　宮城県大谷鉱山及び岩手県磐井鉱山

C班　鳴子火山及び堀内油田

○東京地学協会講演会

去る9月 29 日午後3時より，同協会講堂において次の講演会が催された．

中野猿人氏(気象庁)：鳴門海峡について

小笠原義勝氏：アメリカ最近の生活事情

○ECAFE

第2回 ECAFE 鉱物資源開発小委員会が去る6月5～17 日の 13 日に亘って産経会館ホールで開会された．議長には日本代表久留島秀三郎氏(同和鉱業社長)が選ばれ，多くの議事について会議が運ばれた．日本代表は 16 名，このうち地質関係としては工技院地質調査所長兼子勝氏が，また鉱業及び地質関係としては三井金属鉱業鉱山部長西脇親雄氏が参加した．アジア及び極東鉱業開発に関する諸報告，評論，受理する法律の予備調査，燃料経済，石炭標準分類，TAA の援助，などに加えて地質作成会議が持たれ，兼子勝氏を議長として議事が進められた．ECAFE 地域内では 1956 年末を目標として 200 万分1地質図が完成される予定となった．会議終了後，日光，箱根，夕張，登別，昭和新山，富士製鉄，十和田湖，小坂，松尾両鉱山などの見学が行われた

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限
電話小石川(92)2563番　会社　岩本鉱産物商会

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第733号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年10月25日 発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 733, October, 1956

CONTENTS

Page

Original Articles:

Metasomatism of Limestone by Granite, in the Hida Metamorphic Zone ..... Hideo Kobayashi (529)

Gneisses and Migmatites in the Southern Extreme Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô, Part III. On the Tectonics of the Metamorphic Region ..... Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki, Koshiro Kizaki, Shoichi Hirota and Akira Kasugai (541)

Geologic History of Sado from the Viewpoint of Paleo-geography ——A Study of the Sedimentary Environment of the Miocene Deposits in the So-called "Green Tuff" Region—— ..... Karyu Tuda (550)

On the Late Mesozoic Movement in the Western Part of Hida Plateau, Part 1 (Geological Study in the Southern Mountainland of Arashimadake, Fukui Prefecture) ..... Masatora Kawai (559)

Preliminary Report on the Geologic Structure of the Besshi Spotted Schist Zone ..... Kei Hide, Gensei Yoshino and George Kojima (574)

On Some Problems Concerning the So-called "Fossil-Enclosure" ..... Sunao Ogose (585)

Reviews:

Triassic Stratigraphy of Central and South China and late Triassic Orogeny ..... Teiichi Kobayashi (601)

Short Communications:

On the Meaning of the "Kaseki-syo" (Fossil Enclosure), hitherto used in Vertebrate Palaeontology ..... Tokio Shikama (605)

News: ..... (607)

昭和31年10月20日印刷　昭和31年10月25日発行　定価100円

編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄

(振替口座東京　28067)

印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the

GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan